А. А. ВАЛЬТЕР, В. А. РЯБЕНКО

ВЗРЫВНЫЕ КРАТЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. А. ВАЛЬТЕР, В. А. РЯБЕНКО

ВЗРЫВНЫЕ КРАТЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1977

552
В16

УДК 559.122.552.6(477)

Взрывные кратеры Украинского щита. Вальтер А.А., Рябенко В.А. К., "Наук. думка", 1977. 156 с.

В книге даны основы нового космогеологического направления - учения о взрывных метеоритных кратерах. Рассмотрены процессы образования кратеров, частота их встречаемости, распределение по размерам. Систематизированы принципы диагностики взрывных метеоритных кратеров, особое внимание при этом уделено минералого-петрографическим признакам ударного метаморфизма. Изложены данные о геологическом строении Украинского щита как потенциальной мишени для метеоритных ударов. Впервые систематизированы новейшие достижения по открытию, изучению геологии кратеров Украинского щита, характеризуются особенности состава и генезиса ударнометаморфизованных пород.

Ил. 48. Табл. 15. Список лит.: 146-152.

Ответственный редактор В.Г.Бондарчук

Рецензенты Е.К.Лазаренко, И.И.Чебаненко

Редакция наук о Земле

В 20802 - 398 299-77
М221(04)-77

© Издательство "Наукова думка", 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

Космическая эра, начало которой возвестил радиосигнал советского искусственного спутника, ознаменовалась не только новым этапом в изучении иных планет, но и дала толчок к познанию Земли. Несомненно, что в будущем одним из прогрессирующих направлений в геологии будет изучение нашей планеты как космического тела, т.е. изучение ее взаимодействия с окружающей частью Вселенной.

Процессы взаимодействия Земли и Космоса можно называть космогеологическими, распространив на них термин, предложенный В.Л.Масайтисом для описания возникающих в результате этих процессов формаций горных пород (Масайтис, 1974).

Одному из таких процессов - падению кратерообразующих метеоритов, в частности его проявлениям на Украинском щите, посвящена настоящая монография. Взрывные метеоритные кратеры - следствие прямого, относительно легко распознаваемого взаимодействия Земли и Космоса, приводящего к таким макроэффектам, как образование геологических структур размером до 100 км и более. Некоторые из этих структур, особенно гигантские, уже продолжительное время известны геологам, но недостаток специальных знаний, приобретенных наукой лишь за последние 20-30 лет, мешал правильной их интерпретации.

Несмотря на 150-летнюю историю изучения Украинского щита, ко времени начала наших исследований (конец 1972 г.) сведений о наличии космогеологических образований в его пределах в литературе не было. Однако результаты достаточно обширных работ, выполненных на Канадском щите и в других регионах за рубежом, а также исследования такого рода, успешно начатые в Советском Союзе В.Л.Масайтисом с сотрудниками, позволяли надеяться на обнаружение подобных образований на Украинском щите. Вероятность этого обусловливалась длительностью периода относительной стабильности щита, т.е. такого времени, когда он мог представлять собой консолидированную мишень, благоприятную для образования и сохранения взрывных метеоритных кратеров.

Была доказана взрывная метеоритная природа Ильинецкого и Оболонского кратеров. Получены новые данные о строении и ударном метаморфизме Болтышского и Ротмистровского кратеров. Расшифрованы как метеоритные кратеры (астроблемы) Зеленогайская и другие структуры, установленные при геолого-съемочных работах последних лет (геологи И.Ф.Слобенко, Э.П.Брянский, Э.В.Мельничук).

При написании книги авторы учли то обстоятельство, что теория образования взрывных метеоритных кратеров и ударного метаморфизма в отечественной литературе отражена мало, а полных сводок нет совсем. Поэтому в первой главе настоящей работы изложены общие сведения о метеоритных взрывах и образующихся взрывных

метеоритных кратерах как объекте современной геологии. При написании этой главы авторы, стремясь сохранить строгость и последовательность изложения, одновременно избегали как сложностей математического аппарата современной физики, так и подробностей минералогической диагностики и геологических описаний. Таким образом, первую главу можно рассматривать как введение в современные представления о взрывных метеоритных кратерах.

Во второй главе характеризуется Украинский щит как потенциальная мишень для метеоритных ударов. Она может быть использована для оценки степени сохранности кратеров в пределах отдельных тектонических блоков и глыб.

В третьей главе описывается и анализируется геологическое строение метеоритных кратеров Украинского щита, петрология и минералогия ударно-метаморфизованных пород этих структур. Некоторые сведения (ИК-спектроскопические данные о структуре импактных стекол, рентгеновская оценка давлений на фронте ударной волны по степени фрагментарности кристаллов и др.) впервые рассматриваются как признаки природного ударного метаморфизма. На основании расчетов, учитывающих распределение по массам астероидов, частоту и возраст кратеров на Луне, результаты изучения кратеров на Земле, степень эрозии щита, установленную по изученным кратерам, показано, что вероятный резерв еще не открытых астроблем на территории Украинского щита составляет около 25 структур.

Выполнению настоящей работы способствовали результаты изучения космогеологических образований на Украинском щите, полученные В.А.Голубевым, Г.М.Карповым, В.А.Поповиченко (трест "Киевгеология"), Ю.Ю.Юрком, Г.К.Еременко, Ю.А.Полкановым (Институт минеральных ресурсов Министерства геологии УССР).

Авторы благодарны Г.К.Еременко за стимулирование интереса к поиску древних метеоритных кратеров. Большое впечатление на авторов произвел доклад В.Л.Масайтиса о петрологии ударно метаморфизованных пород на I съезде Всесоюзного минералогического общества в ноябре 1971 г. По этому вопросу были получены консультации Т.В.Селивановской и А.И.Райхлина в мае 1973 г.

Работа по изучению космогеологических формаций Украинского щита благожелательно встречена многими учеными. Авторы благодарны за внимание и поддержку академику АН СССР В.С.Соболеву, академикам АН УССР Я.Н.Белевцеву, В.Г.Бондарчуку, Е.К.Лазаренко, В.И.Трефилову, члену-корреспонденту АН УССР А.С.Бережному, профессорам Л.И.Карякину и Г.В.Карповой.

С августа 1975 г. к исследованиям метеоритных кратеров приступил Е.П.Гуров, без участия которого многие результаты работы не были бы достигнуты.

В полевых экспедициях и обработке материала принимали участие Г.В.Скрынник, Евг.Е.Лазаренко, Р.Б.Ракицкая, Ю.А.Денисенко. Всем этим товарищам авторы выражают искреннюю благодарность.

Глава I. ВЗРЫВНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРАХ НА ЗЕМЛЕ

Марс, Меркурий, Луна и другие планетные тела и их спутники имеют поверхность, испещренную воронками разных размеров. Большая часть их, безусловно, образовалась в результате падения малых космических тел. Об этом свидетельствуют распределение кратеров по размерам по единому закону, отвечающему распределению астероидов по массам, выполнение правила Шретера (объем вала примерно равен объему воронки), наличие кратеров на таком малом теле, как спутник Марса - Фобос, характер лунной почвы - реголита, состоящего из ударно-метаморфизованных горных пород и метеоритного вещества, и другие факты.

Достижения последних десятилетий заставили ученых пристальнее взглянуть на прошлое нашей планеты, следы которого скрыты под позднейшими геологическими образованиями. В 60-е годы учение о взрывных метеоритных кратерах на Земле трансформировалось из суммы гипотез в научную дисциплину.

Кроме успехов планетологии, становлению этого нового направления способствовали исследования по импульсному сжатию минералов и изучение воздействия мощных (в том числе ядерных) взрывов на горные породы. Был выяснен уникальный характер изменений горных пород и минералов под действием взрывной ударной волны (ударный метаморфизм). Если исключить совершенно немыслимый случай существования какого-то сверхмощного природного взрывчатого вещества или природного ядерного взрыва, то падение метеорита с космической скоростью остается единственной естественной причиной ударного метаморфизма, что и является общепризнанным в современной геологической науке (Геологический словарь, 1973).

Истоки космогеологического (Масайтис, $1974_а$) направления теряются в глубокой древности. О падении метеоритов было известно еще ученым античного мира. Об этом упоминалось в летописях, однако на протяжении многих веков метеориты не признавались наукой нового времени. Детальное изучение в конце XVIII ст. "Палласова железа" и других железных метеоритов впервые привело к признанию их космического происхождения. Выдающуюся роль при этом сыграла работа члена-корреспондента Петербургской Академии наук Э.Ф.Хладни "О железной массе, найденной в Сибири профессором Палласом, и о других массах подобного рода с некоторыми соображениями, касающимися их связи с определенного рода естественными феноменами", изданная в Риге в 1794 г. Однако официальное признание наукой реальности падений метеоритов на Землю следует отнести уже к началу XIX ст.

Идея об образовании кратеров Луны при падении метеоритов (Станюкович, Федынский, 1947) принадлежит Роберту Гуку (1665). В конце прошлого столетия начинают допускать возможность образования некоторых депрессий на Земле за счет падения метеоритов. Например, Джильберт (Gilbert, 1896) указал на сходство Аризонского кратера и кратера Лонар Лейк в Индии с лунными кратерами и рассматривал возможность их образования за счет падения метеоритов. Отвергнув эту гипотезу в то время в основном из-за недостатка научных данных о взрывных процессах при столкновении тел с космическими скоростями, Джильберт впоследствии энергично поддержал ее (Дитц, 1968). Вернер в 1904 г. предположил, что 25-километровая депрессия Нордлингер Рис в ФРГ может быть гигантским метеоритным кратером (Болдуин, $1968_а$).

Концом прошлого столетия следует датировать и зарождение учения об ударном метаморфизме. В 1872 г. Чермак (Tschermak, 1872) описал маскеленит-диаплектовое в современном понимании (т.е. образовавшееся без плавления) стекло по плагиоклазу из метеорита. Интересно, что в дальнейшем и до самого последнего времени изучение последствий ударного метаморфизма производилось в метеоритах, а затем в лунных породах гораздо интенсивнее, чем в земных.

Гюмбель в 1870 г. и Оберсдорф в 1905 г. описывали полевошпатовые и кварцевые диаплектовые стекла из кратера Нордлингер Рис (Болдуин, $1968_а$). Мерилл (Merrill, 1907) описал необычные изменения песчаника Коконино из Аризонского кратера. Расшифровка истинной природы отмеченных им изменений была сделана лишь 50 лет спустя, когда в этих породах был открыт коэсит (Chao e.a., 1960). Барринджер (Barringer, 1906) и Б.С.Тилгмен (Tilghman, 1906) впервые привели веские доводы в пользу метеоритного происхождения Аризонского кратера, показав, что он не мог образоваться в результате вулканизма. Несмотря на то, что точка зрения Барринджера не разделялась большинством ученых, он последовательно отстаивал ее, аргументируя новыми фактами вплоть до своей кончины в 1929 г. Учитывая выдающуюся роль Барринджера в открытии метеоритных кратеров на Земле, метеоритный кратер в Аризоне и один из кратеров на Луне были названы его именем (Millman, 1971).

Признание наукой существования метеоритных кратеров на Земле можно датировать концом 20-х – началом 30-х годов XX ст., когда был открыт 160-метровый кратер Одесса в Техасе, США (Sellards, 1927; Barringer, 1929) и составлена первая сводка (восемь местонахождений) метеоритных кратеров на Земле (Spencer, 1933).

Падение гигантских метеоритов – редкое явление. Хотя падение Тунгусского (1908 г.) и Сихотэ-Алиньского (1947 г.) метеоритов было крупным явлением такого рода, геологи долгое время не считали возможным развитие структур метеоритного происхождения на Земле. Примерно до 1960 г. рост идентифицируемых кратеров происходит с постоянной невысокой скоростью, в среднем один кратер в два года (рис.1). Это сравнительно небольшие, хорошо выраженные воронки; самые крупные из них достигали в диаметре немногим более 100 м (Каалиярв, Эстония – 110 м, Кампо-дель-Сьело, Аргентина – 115, Хенбери, Австралия – 180). В 1947 г. как метеоритный был открыт 840-метровый кратер Вольф Крик в Западной Австралии. Единственными признаками метеоритного происхождения кратеров в то время считались сохранившаяся форма и наличие осколков метеорита.

Наиболее важными теоретическими достижениями того периода были работы Буна и Олбриттона (1936-1942 гг.) (Болдуин, $1968_а$; Millman, 1971), разработавших модель поведения горных пород под действием ударной волны. Они считают, что единственным типом структур, отвечающим этой модели, являются так называемые криптовулканические, известные к тому времени в ряде пунктов земного шара. Восемь из девяти структур, рассматривавшихся ими предположительно как метеоритные кратеры, были подтверждены позднейшими

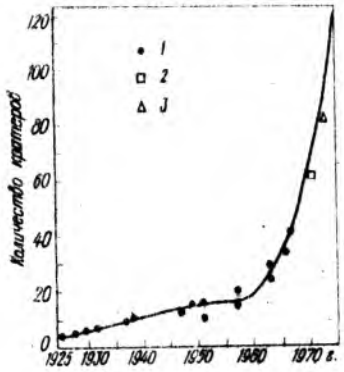


Рис.1.Темпы открытия метеоритных кратеров на Земле по данным:
1 – Френча.(French, 1968);
2 – Миллмана (Millmen, 1971);
3 – наша оценка. Кривая после 1960 г. отвечает экспоненциальной зависимости.

шими исследованиями, в том числе и гигантское кольцо Вредефорд (около 240 км) в Южной Африке, возможность метеоритного происхождения которого рассматривалась также в 1947 г. Р.А.Дали (Дитц, 1968).

В статье К.П.Станюковича и В.В.Федынского (1947) были разработаны вопросы теории взрыва и кратерообразования при метеоритном ударе.

В 1950 г. начались работы по поиску и обследованию кратеров Канадского щита с целью выявления среди них объектов метеоритного происхождения. В том же году был обследован трехкилометровый кратер Нью Куэбек, а в 1951 г. открыт четырехкилометровый кратер Брент. Позднее оба были признаны типичными метеоритными кратерами (Денс, 1968).

Начало современного изучения взрывных метеоритных кратеров и ударного метаморфизма можно датировать 1960 г., когда Чао и другими был открыт коэсит, а в 1962 г. – стишовит в Аризонском метеоритном кратере. К середине 60-х годов выясняется значение ориентированных по ω-$\{10\bar{1}3\}$-форме плоскостных систем в кварце как наилучшего петрографического признака ударного метаморфизма. Это открытие сделано на основании изучения кварца Аризонского и других метеоритных кратеров, а также искусственных взрывных ядерных кратеров (Шорт, 1968).

Интенсивно изучаются "твердые" стекла, образовавшиеся без плавления под действием мощной ударной волны. Такие стекла получили название диаплектовых (термин В.Энгельгардта) или тетоморфных (термин Е.Чао).

Количество работ об открытии новых метеоритных кратеров, о дальнейшем изучении природного и искусственно вызванного ударного метаморфизма с начала 60-х годов быстро растет. Появляются первые достаточно полные сводки по минералого-петрографическим и геологическим признакам ударного метаморфизма (Chao, 1967; Шорт, 1968; Дитц, 1968) и по классификации ударно-метаморфизованных пород (Short, 1967; Stoffler, 1971_a).

Результаты изучения реголита и обломков горных пород Луны, доставленных межпланетными кораблями типа "Луна" и "Аполлон", показали (Short, 1970; Фрэнч, 1974 и др.), что на лунной поверхности широко развиты процессы ударного метаморфизма. И, наконец, на основании статистики планетных метеоритных кратеров (по данным новых фотографий поверхности планет) можно сделать вывод об образовании большого количества взрывных метеоритных кратеров на Земле (Левин, 1962; Shoemaker a.o., 1962), из которых, однако, большая часть должна быть разрушена, захоронена в толще пород или превратиться в морфологически трудно различимые образования. Были выяснены многие геофизические (например, отрицательные гравитационные аномалии) и геологические (контрастность геологического строения) признаки для поисков древних эродированных метеоритных кратеров, которые предложено называть астроблемами (Дитц, 1968). Но ведущими при распознавании взрывных метеоритных кратеров все же остаются признаки ударного метаморфизма.

Количество вновь открываемых кратеров в последнее время растет по экспоненциальному закону

$$N = e^{2,83 + 0,13t},$$

где N – количество открытых кратеров, t – время, год, начиная с 1960 г. Количество установленных кратеров, таким образом, удваивается в настоящее время каждые 5,2 года. Хотя коэффициент 0,13 в уравнении чисто эмпирический, сама форма зависимости характеризует значительный "запас" неоткрытых структур главным образом в мало изученных районах Африки, Азии и, прежде всего, на древних щитах.

Итоги первого периода бурного прогресса в изучении земных метеоритных кратеров и ударного метаморфизма были подведены на двух конференциях, труды которых (Shock metamorphism in natural materials, Baltimore, 1968; Journal of Geophysical Research, 1971, 76, № 23) являются обстоятельными сводками по данным вопросам.

Новейший период в изучении взрывных метеоритных кратеров Земли (примерно с 1968 г.) характеризуется более строгим опре-

делением признаков ударного метаморфизма на основании экспериментов по ударному сжатию минералов и горных пород (Engelhardt, Bertsch, 1969; Stoffler, 1971$_а$; Stoffler, Hornemann, 1972), изучением конституционных и генетических особенностей диаплектовых стекол и высокобарических модификаций (Stoffler, 1971$_б$; Stoffler, Hornemann, 1972). Начинают развиваться методы определения степени ударного метаморфизма по оценке значения сверхвысоких ударных температур (Лазаренко, Ясинская, 1972; Вальтер, 1977). В этот период открыты достоверные (Масайтис, 1974$_б$) или возможные (Зейллик, Сейтмуратова, 1975) кратерные структуры диаметром 100 км и более.

Возможность обнаружения взрывных метеоритных кратеров большого размера на территории СССР положительно рассматривалась Е.Л.Криновым (1962), И.Т.Зоткиным и В.И.Цветковым (1970). Интересную точку зрения о метеоритном происхождении Пучеж-Катунской структуры (диаметром 80 км) высказал Л.В.Фирсов (1965). На Украине В.А.Голубевым и другими с 1969 г. разрабатывается гипотеза метеоритного происхождения Болтышской структуры. Однако начало новейшего периода в изучении взрывных метеоритных кратеров в СССР следует датировать 1971 г., когда В.Л.Масайтис с соавторами (Масайтис и др., 1971) обосновали метеоритное происхождение гигантского Попигайского кратера, изучили признаки ударного метаморфизма в его породах и открыли новые высокобарические фазы (Масайтис и др., 1974). Одновременно В.Л.Масайтис по геологическим и петрографическим признакам аргументирует взрывной метеоритный генезис еще восьми структур (Масайтис, 1973, 1974$_б$), дополняя их список до 12 в 1975 г. (Масайтис, 1975), включая Болтышскую, Ильинецкую и Ротмистровскую структуры Украинского щита.

А.А.Вальтер и В.А.Рябенко (1973, 1976) на основании минералого-петрографических и геологических исследований сделали такой же вывод относительно Ильинецкой структуры, а В.А.Голубев и др. (1974) относительно Болтышской. Ю.Ю.Юрк и др. (1974) приводят более детальную характеристику ударно-метаморфизованных пород этого кратера. В настоящее время на Украинском щите насчитывается шесть достоверных и ряд предполагаемых взрывных метеоритных кратеров.

Современное состояние этой интереснейшей области космогеологии позволяет прогнозировать тенденции ее развития. Уже в ближайшие годы, очевидно, будет дана оценка количества фанерозойских и позднепротерозойских кратеров, сохранившихся на Земле. В отношении Украинского щита приближенное решение этой задачи излагается в главе III данной работы.

Уже сейчас можно предположить, что количество древних метеоритных кратеров, следы которых можно обнаружить на Земле, намного превосходит 250 (по ранней оценке Н.М.Шорта, 1968) и составляет $N > 10^3$ кратеров диаметром более 1 км. Более или менее полное исчерпание "запаса" неоткрытых структур потребует, возможно, нескольких десятилетий, в то же время крупные структуры ($D > 10$ км), хорошо заметные на аэро- и космических снимках, вероятно, будут открыты в течение ближайших лет.

Более 70% гигантских метеоритов в геологически "недавнее" (порядка 100 млн.лет) время падало в океаны и моря. Падение наибольших из них, а также падения в зоне шельфа должны оставить геологические "следы", которые еще предстоит найти и расшифровать. Возможно, некоторые легендарные катастрофы древности связаны именно с такого рода явлениями.

На ранних этапах формирования Земли интенсивность кратерообразования с ростом "отрицательного" времени должна была увеличиваться (Левин, 1962; Рускол, 1975). Вероятно, что во время формирования древнейших из известных пород архея (~ 3,5 млрд.лет) интенсивность метеоритной бомбардировки была в десятки или даже в сотни раз выше, чем в фанерозойское время. Следовательно, среди древнейших геологических образований породы взрывного метеоритного происхождения могут играть значительную роль. Разработка методов их опознания, т.е. снятия следов позднейшего метаморфизма, - задача будущего.

Нет сомнения в том, что взрывные метеоритные кратеры и импактиты играли определенную роль в образовании и размещении различных полезных ископаемых. Познание закономерностей этих процессов является одной из важнейших задач геологии.

Прослеживая историю развития представлений о взрывных метеоритных кратерах на Земле, нужно отметить, что новые тенденции в этом направлении часто встречались современниками скептически, начиная с отрицания "небесного" происхождения метеоритов вплоть до конца XVIII ст. и кончая новейшими работами (Поляков, Трухалев, 1974; Рингов и др., 1975), авторы которых отрицают космогенную природу отдельных кольцевых структур с отчетливыми признаками ударного метаморфизма и возражают против метеоритного происхождения структур такого рода вообще.

Главными аргументами сторонников эндогенного происхождения кольцевых структур, образовавшихся в результате сверхмощных взрывов, являются: а) отсутствие аналогов таких катастрофических событий в историческое время; б) приуроченность ряда таких структур к зонам тектонической активности; в) необычный состав пород эффузивного облика, объясняемый особым типом вулканизма.

Эти представления, наиболее активно отстаивавшиеся Бухером (Bucher, 1963) и Керри (Currie, 1971), были аргументированно опровергнуты работами Литца (Dietz, 1963), Френча (French, 1968), а относительно некоторых структур в СССР - работами Масайтиса и др. (1975), а также авторов (1976). В частности, было показано, что совпадение метеоритных структур с эндогенными линеаментами может быть кажущимся: либо при проведении тектонических линий соединялись кратеры, либо они случайно попадали на густую сетку эндогенных разломов. Наконец, в ряде случаев (рисская группа кратеров в ФРГ, приднепровская в центральной части Украинского щита, озера Клируотер в Канаде и др.) линейное расположение кратеров хорошо объясняется одновременным падением фрагментов гигантского метеорита, расколовшегося вследствие действия градиента сил земного тяготения и приливно-отливных сил.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕНЕЗИСА И СТРОЕНИЯ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Геологические последствия сверхскоростного метеоритного удара предсказаны теорией (Станюкович, Федынский, 1947; Станюкович, 1971), воспроизведены экспериментально (Gault a.o., 1968; Stoffler a.o., 1973) и изучены на примере классического Аризонского метеоритного кратера (Шумейкер, 1968).

В настоящем разделе на основании данных многих экспериментальных и теоретических работ рассмотрены процессы образования взрывных метеоритных кратеров. Характеристика особенностей их геологического строения дана с использованием материала авторов.

Гигантские метеориты преодолевают земную атмосферу без существенного торможения, соударяясь с земной поверхностью с космической скоростью. Вертикально падающие метеориты, имеющие космическую скорость V_0 = 40 км/с, при массе 100 т ударяются о Землю со скоростью $V = 0{,}5\ V_0$, а при массе 1000 т $V = 0{,}75\ V_0$ (Мейсон, 1965). Кинетическая энергия метеоритов составляет 12 ккал/г для скорости 10 км/с и 192 ккал/г для скорости 40 км/с.

Таким образом, практически мгновенно тормозящийся метеорит выделяет на единицу массы количество энергии, во много раз большее, чем мощнейшие химические взрывчатые вещества (0,5 - 1,5 ккал/г), уступая в этом лишь ядерному топливу. Выделяющаяся энергия по плотности превышает энергию кристаллических решеток метеоритных фаз (около 2 ккал/г - для железа), превращая вещество метеорита в состояние сильно сжатого газа.

При ударе метеорита, имеющего космическую скорость, в парообразное состояние переходит также некоторая масса вещества мишени, которая при скорости удара порядка 10 км/с превосходит массу метеорита примерно в 8 раз (по данным Станюковича, Федынского, 1947). При этом развивается давление порядка нескольких мегабар.

По полного разрушения метеорит успевает углубиться на величину в несколько своих поперечников. Относительная глубина проникновения метеорита уменьшается с ростом его массы и скорости. От места торможения, где образуется растущая полость в породах, расходится мощная ударная волна. В центре взрыва вещество мишени испаряется, плавится, разогреваясь под действием мгновенного, а потому адиабатического сжатия. Во внешней зоне минералы претерпевают фазовые превращения в твердом состоянии, деформации, происходит дробление зерен. Схематически зоны изменения пород мишени под действием удара показаны на рис.2.

Поскольку прочность вещества мишени не превышает десятков килобар, ранняя стадия процесса кратерообразования происходит в гидродинамических условиях парообразной и жидкостноподобной среды. При скоростях удара, достигающих 10 км/с, значительную роль играет волна разгрузки, приводящая к взрывному разлету вещества среды и к "впрыскиванию" его во вмещающие породы дна кратера (Gault a.o., 1968). Идеальная сферическая форма расширяющейся взрывной полости нарушается из-за неоднородности мишени (наличие трещин, границ раздела и т.д.). В результате этого и под действием ударной волны сжатое до состояния жидкости вещество мишени и метеорита начинает течь в латеральном направлении. Когда фронт возмущения достигает поверхности Земли, обломки в различной степени деформированных горных пород и капли расплава разлетаются от центра взрыва по баллистическим траекториям (преобладают углы около 35^0 - Stoffler a.o., 1973), лишь 10-20%

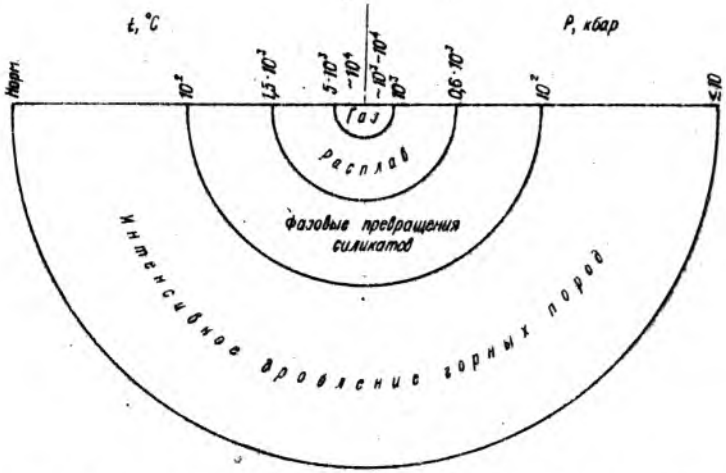


Рис.2. Схема расположения зон ударного метаморфизма и плавления по Штоффлеру (Stoffler, 1971_a) и другим данным.

их падает обратно в кратер (Short, 1970). Остальная часть образует вал кратера и распространяющиеся равномерно и по радиальным бороздам выпахивания закратерные выбросы.

Закон сохранения энергии определяет резкое снижение ее плотности с расширением фронта ударной волны. Пропорционально энергии снижается давление, достигающее на периферии кратера величин, сравнимых с величинами динамического предела упругости горных пород; в них формируются разломы, направления которых обусловлены анизотропным характером напряжений в мишени. Это хорошо иллюстрируется, например, формой Аризонского кратера (Шумейкер, 1968).

Радиус возникающей при взрыве кратерной воронки в десятки и сотни раз превышает первоначальный радиус метеорита. Как показано в работе (Dence, 1973), форма образовавшегося в более или менее однородных породах кратера удовлетворительно отвечает параболоиду вращения $y^2 = 2px$, где p – глубина относительно первоначального уровня поверхности, а радиус кратера $r = p\sqrt{2}$. Таким образом, учитывая упавшее обратно количество выброшенного материала (10%) и исходя из геометрии кратера, легко подсчитать, что заполнение им кратера составит в точке наибольшей глубины $\sqrt[3]{0,1} \div \sqrt[3]{0,2}$, т.е. ~43% общей его глубины. Остальная часть кратерной воронки заполняется позднейшими осадками в течение длительного времени. Это важное соотношение будет использовано в дальнейшем для установления степени эрозии кратеров Украинского щита.

Для существенно неоднородной мишени форма кратера гораздо сложнее. Например, для частого в природе случая более рыхлого верхнего слоя, сложенного осадочными породами, и кристаллического основания мишени возникают как бы вложенные друг в друга воронки – внешняя более мелкая, широкая и внутренняя более глубокая и узкая.

Образование кратерной воронки и метаморфизм пород мишени под действием ударной волны (ударный метаморфизм) совершается с невиданной для других геологических процессов быстротой. Ударная волна распространяется в горных породах со сверхзвуковой скоростью (5–40 км/с), меняющейся в зависимости от энергии взрыва и свойств среды. Таким образом, формирование структур размерами в десятки километров происходит в течение нескольких секунд. Видимо, сразу же после взрыва в крупных кратерах вследствие разгрузки напряженных пород и других не вполне ясных причин происходит образование возвышенности в центре ("центральной горки").

За коротким периодом катастрофического "рождения" кратера следует его геологическая "жизнь". Расплав, образовавшийся в результате метеоритного удара, может интрудировать во вмещающие породы и отжиматься вверх аллогенной брекчией, состоящей из упавших в кратер обломков горных пород и затвердевших стекол, формируя дайки и другие псевдомагматические тела (Масайтис, $1974_в$). Остывание импактного расплава длится несколько дней или лет в зависимости от размера кратера. Одновременно происходит разогрев недр, что, как показывают теплофизические расчеты (Dietz, 1963), может привести к повышенному тепловому потоку из глубин даже спустя миллионы лет. Остывание импактного расплава и тепловое воздействие на вмещающие породы вызывают процессы, имитирующие малоинтенсивные постмагматические гидротермальные явления. Весьма характерны кварцевые (халцедоновые, агатовые), кальцитовые, цоизитовые прожилки и развитие цеолитов в пустотах. Существует мнение (Ронка, 1968), что метеоритный взрыв может вызвать интрузию глубинной магмы.

В областях аридного климата кратеры могут на протяжении длительного времени сохранять свою форму. Классический метеоритный кратер в Аризоне (США) имеет возраст 30 тыс.лет, а несколько эродированный, но все еще сохранивший основные черты морфологии кратер Талемцане в Алжире – более миллиона лет.

В областях гумидного климата кратеры превращаются в озера и постепенно выполняются осадками. Однако крупные структуры и по прошествии многих миллионов лет имеют форму отчетливых депрессий (Рюоский бассейн в ФРГ, Попигайская котловина в Сибири). Еще более древние кратеры часто оказываются скрытыми под более молодыми осадками и в рельефе не выражены. К такому типу относятся многие древние кратеры щитов Канады, Украины. Горные породы их могут вновь обнажаться в результате размыва при инверсии тектонических движений.

Денудация существенно меняет облик взрывного кратера, так что отличить его от структур иного генезиса (мааров, воронок проседаний и др.) становится затруднительным. Погребенные кратеры могут быть обнаружены геофизическими методами. В частности, углублению кратера и раздробленным породам его экзоконтакта всегда отвечает отрицательная гравитационная аномалия. Однако решающими при идентификации кольцевой структуры с древним метеоритным кратером являются особенности геологического строения и, в первую очередь, уникальный характер изменений пород и минералов под действием ударной волны (ударный метаморфизм).

Геологическое строение взрывных кратеров зависит от характера мишени (ее состава, прочности, пористости, обводненности), а также от состава, размера, кинетической энергии и других свойств метеорита. Поэтому строение кратеров и состав их пород достаточно индивидуальны, но тем не менее некоторые общие закономерности геологического строения выдерживаются во всех случаях.

Главнейшие геолотические образования "катастрофического" периода формирования кратера – это закратерные выбросы (за валом), вал, импактный расплав кратера, упавшая в кратер аллогенная брекчия и раздробленные породы кратерного ложа (аутигенная брекчия, коптокатаклазиты). Мощность закратерных выбросов резко уменьшается в радиальном от кратера направлении. Из эксперимента (Stoffler e.o., 1973) можно сделать вывод, что уменьшение мощности выбросов происходит примерно по закону $L \sim \frac{1}{R^{3,3}}$,

где L – мощность слоя выбросов, R – расстояние от центра кратера в единицах его радиуса. Выбросы вокруг крупных кратеров сохраняются и спустя продолжительное геологическое время на расстоянии нескольких радиусов кратера. Среди закратерных выбросов преобладают горные породы верхних горизонтов выемки, при этом самые дальние выбросы сложены породами самых верхних слоев.

Литологически закратерные выбросы представлены брекчиями, залегающими в виде слоя переменной мощности и образующими клластические дайки в породах основания. Размер обломков может варьировать от гигантских глыб (десятки и сотни метров) до зерен алевритовой и глинистой размерности.

Основная масса выброшенной породы сосредотачивается в пределах вала, опоясывающего кратер в виде кольцевой возвышенности. Первоначальная высота вала значительна, для самых крупных кратеров она должна составлять около 0,7 его глубины. Количественные соотношения между параметрами кратеров получены в работе Болдуина ($1968_б$) и иллюстрируются табл.I.

Таблица I

Соотношения между параметрами взрывных метеоритных кратеров в свежем состоянии, м

Диаметр	Глубина	Высота вала	Ширина вала
10^3	180	55	280
10^4	$1{,}2 \cdot 10^3$	420	$3{,}3 \cdot 10^3$
10^5	$5{,}3 \cdot 10^3$	$3{,}9 \cdot 10^3$	$2{,}8 \cdot 10^4$

В самом крупном из хорошо сохранившихся Аризонском метеоритном кратере (D = 1,2 км) вал сложен стратифицированной брекчией с последовательностью слоев, обратной нормальной для этого района, т.е. вал представлен как бы вывернутыми наизнанку породами, выполнявшими кратер. Такая же закономерность установлена путем фотогеологического картирования для лунного кратера Аристарх диаметром 42 км (Guest, 1973).

В выполнении крупных кратеров ($D \geq 2$ км) обязательной компонентой является застывший ударный расплав – существенно стекловатая порода (импактит), устилающая дно кратера и залегающая в виде псевдомагматических тел в вышележащей брекчии и вмещающих породах основания. Мощность слоя импактита составляет первые метры или даже доли метра в сравнительно небольших кратерах

с первоначальным диаметром $D \geq 2$ км (Ротмистровский и другие кратеры на Украинском щите), возрастая до 300 м в Болтышском кратере ($D \approx 22$ км). Массивные существенно стекловатые породы взрывного метеоритного генезиса назвали тагамитами (Масайтис, Селивановская, 1972). Положение подошвы слоя массивных импактов примерно соответствует дну первичного кратера.

Под дном кратера залегают породы, получившие название аутигенной брекчии, представляющие собой мало перемещенный, в большей или меньшей степени раздробленный материал мишени (от "горной муки" до крупноглыбовой брекчии). В аутигенной брекчии в виде жил залегает импактный материал, вытесненный из объема воронки первичного кратера. Мощность линзы интенсивно брекчированных пород не уступает глубине первичного кратера. Самая внешняя зона измененных пород сложена коптокатаклазитами (Масайтис и др., 1975), т.е. породами, отвечающими по степени метаморфизма обычным катаклазитам, но образовавшимися в результате удара метеорита.

Как указывалось, примерно на половину глубины кратер оказывается заполненным упавшим в него аллогенным материалом. Среди аллогенных образований могут быть выделены зювиты (названы по соответствующим породам кратера Нодлингер Рис в ФРГ), состоящие из обломков стекла, пород и минералов, цементирующихся тонким кластическим материалом. Собственно аллогенная брекчия, по определению В.Л.Масайтиса и др. (Масайтис и др., 1975), содержит подчиненное количество обломков стекла. Во многих кратерах прослеживается уменьшение вверх по разрезу размера крупных обломков аллогенной брекчии.

Нормально осадочное выполнение кратеров представлено разнообразными терригенными породами: песками, песчаниками, алевролитами, глинами. Характерной чертой этих образований является наличие в них включений грубых, плохо окатанных зерен гравия, щебня, кусков импактной брекчии. Происхождение этих включений связано с периодическим обрушением пород вала. Карбонатного материала в породах, выполняющих кратер, обычно мало, а чисто известковые породы, насколько нам известно, не встречены.

Замкнутый характер кратерного водоема, окруженного возвышенностью вала, создает условия своеобразного "затерянного мира", в котором должны развиваться эндемичеокие формы. Этим об-

стоятельством, очевидно, следует объяснить разногласия стратиграфов относительно возраста пород, выполняющих Болтышскую котловину.

В заключение отметим, что взрывы при образовании гигантских метеоритных кратеров являлись катастрофическими событиями, безусловно, влиявшими на развитие более или менее крупных регионов, вплоть до планетарных масштабов. Энергия взрыва $W \sim D^3$, где D – диаметр кратера. Из данных табл.2 видно, что метеоритный взрыв, принимая во внимание его скоротечность, является мощнейшим экзотермическим геологическим процессом.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ ПРИ МЕТЕОРИТНОМ ВЗРЫВЕ

По морфологическим признакам, особенностям геологического строения и физических полей можно исследовать структуру лишь с целью возможного ее отождествления со взрывным метеоритным кратером. Обоснованное же заключение о таком способе образования появляется только в результате изучения вещественных особенностей слагающих ее горных пород.

В настоящем разделе приведен обзор критериев определения взрывного метеоритного падения. Наибольшее значение при этом имеют признаки ударного метаморфизма горных пород, при характеристике которых использованы литературные данные и собственные материалы авторов.

Метеоритное вещество

Первичное метеоритное вещество достоверно установлено лишь в геологически молодых метеоритных кратерах, крупнейшим из которых является Аризонский. Оно находится в трех формах (Кринов, 1958): индивидуальные экземпляры, метеоритные обломки, метеорная пыль.

Индивидуальные экземпляры представляют собой различной величины и формы обломки, сложенные главным образом двумя железо-никелевыми минералами: камаситом (6-9% Ni) и тэнитом (до 48% Ni), покрытые корой выветривания темно-серого цвета. Индивидуальные экземпляры откалывались от родительского метеорита в результате его дробления при прохождении атмосферы.

Метеоритные обломки образуются вследствие дробления индивидуальных экземпляров при соударении метеорита с горными по-

Таблица 2

Сравнительная характеристика энергии и длительности некоторых геологических процессов

Процесс	Энергия, эрг	Длительность, с
Тепловой поток Земли	10^{28}	$3{,}15 \cdot 10^{7}$ (год)
Землетрясения:		
ощутимые	10^{19}	$10^{3} - 10^{5}$
редкие катастрофические	10^{25}	$10^{3} - 10^{5}$
Вулканические извержения:*		
обычные	10^{21}	$10^{3} - 10^{5}$
катастрофические	$10^{27} - 10^{28}$	$10^{3} - 10^{5}$
Образование взрывных метеоритных кратеров:		
диаметром 1 км	$10^{20} - 10^{21}$	10^{-1}
диаметром 100 км	10^{30}	10

* Лишь 2-3% общей энергии реализуется в виде энергии взрыва.

Примечание. Для составления таблицы использованы данные из работ (Кропоткин, 1953; Магницкий, 1953; Ковалев, 1971; Millmen , 1971).

родами мишени. Поверхность метеоритных обломков имеет заостренный и занозистый характер на краях, покрыта шрамами. Не будучи предохраненной корой плавления, она легче покрывается окисной пленкой.

Метеорная пыль представлена остроугольными частицами размером в доли миллиметра. Принципиальных различий между метеоритными обломками и пылью нет.

Метеорная пыль бывает в виде мелких правильной формы шариков, сложенных преимущественно магнетитом. Образуется в результате отрыва капелек с плавящейся поверхности метеоритного тела и окисления его вещества во время прохождения через земную атмосферу. Плавление никелистого железа в атмосфере CO_2, H_2O приводит к селективному окислению железа и его улетучиванию (данные Г.Р.Найнинджера и других, цитируются по работе: Масайтис, Сысоев, 1975), т.е. метеорная пыль должна быть обеднена никелем по сравнению с родительским метеоритом.

В местах падений кратерообразующих метеоритов иногда встречаются и шарики силикатного состава, которые скорее являются застывшими капельками расплава мишени, нежели вещества метеорита.

При взрывном падении метеорита давление на фронте ударной волны растет пропорционально массе метеорита, т.е. вещество гигантских метеоритов должно быть полностью превращено в газообразное или жидкое состояние и ассимилировано импактным расплавом, масса которого во много раз превосходит массу метеорита. Поэтому трудно ожидать находок метеоритных осколков в гигантских кратерах. Метеорная пыль, выпадающая в закратерной области, с течением времени окисляется и смывается с поверхности Земли. Часть ее должна попадать в кратер и захороняться в составе аллогенной брекчии или кратерных осадков, легко разрушаясь при гипергенных процессах.

При поисках и идентификации древней метеорной пыли необходимо учитывать вероятность засорения морфологически, а иногда и химически совершенно идентичными продуктами современных металлургических процессов.

Таким образом, первичное метеоритное вещество из-за плохой сохранности и трудности идентификации нельзя считать обязательным признаком метеоритного взрыва.

Вместе с тем импактиты и импактные брекчии, выполняющие метеоритный кратер, при своем образовании ассимилируют метеоритное вещество, обогащаясь никелем, кобальтом, железом, магнием (в случае каменных метеоритов) и некоторыми редкими элементами. Наилучшим геохимическим индикатором этого процесса является никель. Это объясняется высокой контрастностью содержаний (в метеоритах никеля в $10^{3} - 10^{4}$ раз больше, чем в обычных породах мишени - кислых и средних изверженных, метаморфических и осадочных), а абсолютные содержания в кратерных и вмещающих породах ($10^{-2} - 10^{-4}$%) удобны для количественного определения по эмиссионным спектрам.

Повышенные содержания никеля установлены для импактитов многих кратеров, в том числе для Ильинецкого и Болтышского на Украинском щите (Вальтер, 1975; Вальтер, Рябенко, 1976).

В импактитах Попигайского и некоторых других кратеров найдены обогащенные никелем металлические и сульфидные включения, трактующиеся как результат реакции вещества метеорита с газами атмосферы и породами мишени в момент взрыва или позже в импактном расплаве (Масайтис, Сысоев, 1975; *fl* Goresy a.o., 1968).

Таким образом, обогащение никелем, т.е. геохимическое проявление ассимиляции метеоритного вещества, - необходимый признак импактных расплавов.

Макроскопические признаки метеоритного взрыва в горных породах

Из макроскопических признаков сверхмощного взрыва наибольшее значение и выразительность имеют конусы разрушения, детально изученные во многих структурах Р.С.Дитцем (1968) и другими авторами. Это бороздчатые структуры сферического сектора, размерами от сантиметра до нескольких метров. На поверхности крупных конусов могут возникать мелкие конусы второго и третьего порядков. Апикальный угол конусов обычно близок к 90^0(фото I)*.

Конусы разрушения лучше всего образуются в известняках,но известны также в песчаниках, гнейсах, гранитах и других породах. Их происхождение связывают (Dietz, 1968) с образованием ударных трещин вдоль границы пластически и упруго деформируемой среды. Таким образом, их возникновение объясняется достижением динамического предела упругости, т.е. с давлениями 15-90 кбар (Шорт, 1968). Такие значения находятся выше верхнего предела давлений, которые могут быть вызваны вулканическими газами, а также достижимы при взрывах, вызванных химической детонацией. Согласно этому, конусы разрушения наблюдались в местах мощных химических взрывов, ядерных взрывов и при опытах со сверхскоростными ударниками.

Конусы разрушения чаще всего проявляются под центром взрыва и указывают вершинами его положение. В этом заключается их уникальное значение для реконструкции профилей первичных кратеров, которые впоследствии могут быть осложнены образованием центрального поднятия и др. Такая реконструкция выполнена, например, в структуре Госсес Блаф в Австралии (Milton a.o., 1972).

В последнее время конусы разрушения установлены в Ильинецкой, Зеленогайской, Оболонской и других структурах на Украинском щите.

Важным макроскопическим признаком являются псевдотахилиты – тончайшие миллиметровые афанитовые прожилки, разделяющие метровые блоки сдвинутых и повернутых друг относительно 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.

Псевдотахилиты установлены нами в экзоконтакте Ильинецкого кратера.

Определяемый макроскопически состав включений в тагамитах, зювитах и менее стекловатых аллогенных брекчиях также обладает характерными особенностями. Среди обломков здесь нет, как в вулканических породах, родственных включений – глубинных вкрапленников и шлиров. В то же время обломки вмещающих пород несут следы очень интенсивного термического воздействия, вплоть до превращения их в пузырчатое стекло; сохраняются лишь контуры зерен или обломков (Масайтис, Селивановская, 1972; Масайтис и др., 1975). Характерно образование стекловатой оторочки вокруг обломков пород мишени. В целом вид стекловатых ударных пород и брекчий весьма специфичен, но точную диагностику сверхмощного взрыва дают лишь признаки ударного метаморфизма минералов.

Ударный метаморфизм

Под ударным метаморфизмом понимают изменения, происходящие в горных породах и минералах при прохождении мощной ударной волны. Успехи в области экспериментов по импульсному (взрывному) сжатию минералов, изучение горных пород из мест искусственных ядерных взрывов и вполне очевидных метеоритных кратеров типа Аризонского позволили заключить, что "Единственным известным природным процессом, при котором может проявиться метаморфизм ударный, является падение крупных метеоритов" (Геологический словарь, 1973, с.437).

Главными особенностями ударного метаморфизма являются: сверхвысокие давления (10^4-10^6 атм); кратковременность действия сверхвысоких нагрузок (10^{-3}-10^{-1}с); наличие фазы разгрузки; сильный разогрев при сверхвысоких давлениях – $P > (5 \cdot 10^5 - 10^6$ атм), в результате чего возможно плавление минералов,горных пород и испарение расплавов.

При возрастании импульсного давления минералы испытывают упругие и пластические деформации, хрупкое разрушение (в основном в волне разгрузки), происходит тонкая фрагментация зерен, высокобарические фазовые переходы, образование "твердых" (без плавления) ударных стекол, плавление, перегрев расплавов. Согласно общепринятому в геологии определению, к метаморфизму следует относить лишь изменения, происходящие в твердом состо-

* Фото I-22 см. вклейку между стр.32-33.

нии. Поэтому описание ударных (импактных) отекол плавления выделено в специальный раздел. Собственно ударный метаморфизм проявляется главным образом в обломках пород и минеральных зерен аллогенной, в меньшей степени аутигенной, брекчий. Коптокатаклазиты часто трудно отличимы от катаклазитов обычного генезиса. Степень ударного метаморфизма лучше всего определяется по изменению отдельных минералов, поэтому ниже рассмотрены стадии ударного метаморфизма и методы их диагностирования для главнейших породообразующих минералов, в основном для кварца и полевых шпатов. Очень высокая скорость сжатия позволяет рассматривать процесс как адиабатический и описывать при помощи ударной адиабаты Гюгонио, связывающей величину импульсного давления и относительное сжатие.

Ударная адиабата Гюгонио, полученная для кварца и важнейших каркасных силикатов, может быть подразделена на три режима: I – фаз низких давлений, II – омешаннофазный, III – фаз высоких давлений (Stöffler, Hornemann, 1972), схематически изображенных на рис.3.

Граница режимов I-II примерно соответствует давлению 100-140 кбар, колеблясь в зависимости от состава и структурно-текстурных особенностей исследовавшихся образцов. Деформации, возникающие в режиме I, не всегда отличимы от таковых, происходящих при относительно невысоких статических давлениях в условиях динамического и регионального метаморфизма. В режиме I для кварца характерно возникновение волнистого погасания, относительно грубых блоков, ориентированных примерно вдоль оптической оси, а также довольно грубых и редких (0,05-0,1 мкм$^{-1}$) трещин, параллельных $\{0001\}$, $\{10\bar{1}1\}$ или $\{10\bar{1}0\}$ (давления 50-100 кбар), преимущественная ориентировка которых зависит от направления ударной волны (Engelhardt, Bertsch, 1969).

Зернам полевых шпатов, метаморфизованных в этом режиме, присуща трещиноватость, иногда с разворотом отдельных блоков, искривление плоскостей срастания двойников.

Режим II характеризуется потерей собственной жесткости образца, "жидкоотноподобным состоянием" (Вакерли, 1965), при котором происходит пластическое течение между сближенными плоскими сетками, плотно усаженными атомами кремния. Наиболее отчетливо следы пластического течения устанавливаются в кристаллах кварца, лишенных, как известно, видимых трещинок спайности. В

ударно-метаморфизованных кристаллах кварца появляются плоскостные элементы большей густоты (50-100 на 1 мм), имеющие правильную кристаллографическую ориентировку: чаще всего по ω-$\{10\bar{1}3\}$. Универсальность критерия ω-ориентировки планарных элементов кварца для диагностики ударного метаморфизма впервые установлена при изучении влияния искусственных взрывов на горные породы (Шорт, 1968). В результате проведения экспериментов с контролируемой силой ударной волны (Müller, Defourneaux, 1968) стала возможной приближенная оценка шоковых давлений по планарным элементам: при давлении 120-200 кбар резко преобладает ω-направление планарных элементов; при 160-200 кбарах возникает π-направление, преобладающее при давлениях свыше 280 кбар. В то же время во всем этом диапазоне возникают другие, более редкие ($\{51\bar{6}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$) и частично еще не диагностированные, направления планарных элементов: например, направление, характеризующееся углом 35-40° между полюсом его плотности и оптической осью кварца. Такое направление прослежено в кварце Ильинецкого кратера, и, очевидно, может быть выделено в некоторых образцах из Рисского кратера.

Ориентировка планарных элементов устанавливается чаще всего путем получения гистограмм распределения углов между оптической осью и полюсом плоскости элемента. Обычное количество замеров при этом 100-200. Гистограмма сопоставляется со значениями этих углов для соответствующих простых форм. Для повышения достоверности интерпретации максимума на гистограммах проводится предложенная одним из авторов (Вальтер, 1974) элементарная математическая обработка статистики замеров. При этом после получения гистограмм обычного вида с шагом 4-5° строятся дополнительные гистограммы для изучения формы максимумов. Центр гистограммы выбирается в теоретически предполагаемом максимуме, а масштаб выбирается равным погрешности метода (обычно 4-5°). Полученное распределение сравнивается со стандартным нормальным законом. Может быть учтено влияние соседних максимумов. Во всех изученных нами случаях, которые будут рассмотрены при характеристике ударно-метаморфизованных пород Украинского щита, совпадение закона распределения значений углов с нормальным было очень хорошим. Близкие результаты дала обработка литературных данных (3500 замеров по пяти кратерам, Вальтер, 1974).

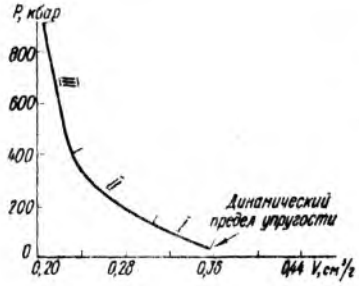


Рис.3. Ударная адиабата Гюгонио для полевых шпатов (средние данные для разных минеральных видов) по Штоффлеру и Хорнеманну (Stoffler, Hornemann, 1972).
Цифры на рисунке: I, II, III – режимы фаз.

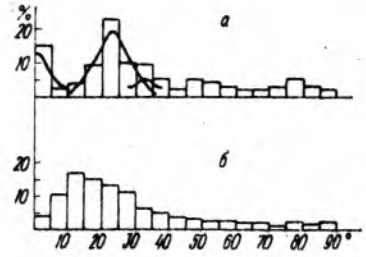


Рис.4. Статистика ориентировки плоскостных систем в кварце; углы между полюсом плоскостного элемента и оптической осью:
а – взрывные метеоритные кратеры (5 кратеров, 3500 замеров). Кривые – теоретическое распределение значений ($\sigma \pm 5^{\circ}$) для {0001}: $P_{\{0001\}} = 0^{\circ}$; {0001}: $P_{\{10\bar{1}3\}} = 22^{\circ}56'$ и {0001}: $P_{\{10\bar{1}2\}} = 32^{\circ}25'$; б – ламелли Бема в тектонитах.

Совершенно иначе выглядят гистограммы распределения ориентировок (Scott a.o., 1965), наблюдающихся в тектонитах ламеллей Бема, внешне иногда напоминающих планарные элементы малой густоты (рис.4). При наличии нескольких плоскостей планарных элементов принадлежность их к определенным простым формам может быть проверена кристаллографически по их симметричному положению относительно оптической оси. Такая процедура была выполнена для пород Рисского кратера (Engelhardt, Bertsch, 1969), а также для кварца Ильинецкого (Вальтер, 1974) и других кратеров. Так подтверждается реальность ω-, π- и других закономерных ориентировок планарных элементов.

Планарные элементы при средних увеличениях оптического микроскопа обычно выглядят подобно трещинкам спайности большой густоты (фото 2). При больших увеличениях и особенно под электронным микроскопом (фото 3) хорошо проявляется дискретный характер планарных элементов, которые состоят на плоскости скола из углублений овальной или более или менее правильной кристаллической формы размером от 1-2 до 0,0 мкм. Это так называемые декорированные планарные элементы. Предполагается (Stoffler, 1971$_б$), что первоначально декорирование происхо-

дит в результате образования кристалликов стишовита, которые при более высоких импульсных давлениях под воздействием высоких постшоковых температур переходят в коэсит. Таким образом, имеется закономерность, обратная обычной: коэсит является индикатором более высоких давлений, чем стишовит. Высокобарические формы кремнезема сохранятся только в относительно молодых кратерах – в их закратерных выбросах или в самых верхних горизонтах аллогенной брекчии. Эти геологические образования оказываются уничтоженными в более древних кратерах. В нижних горизонтах аллогенной брекчии и в импактитах коэсит, и особенно стишовит, отжигаются, переходя в кварц частично под воздействием высоких температур импактного расплава, частично вследствие последующих метаморфических и метасоматических изменений.

Образование планарных элементов наблюдается также в полевых шпатах, биотите, гранате.

При пиковых давлениях, превышающих 200 кбар, показатели преломления, двупреломления и плотности кварца начинают уменьшаться, а кварц, испытавший давление свыше 360 кбар, превращается в диаплектовое (тетоморфное) стекло.

Такие же изменения характерны и для полевых шпатов, подвергшихся шоковому давлению 330-350 кбар.

Диаплектовые стекла – это особое состояние вещества, для которого характерно сохранение ближнего порядка, что выражается в более высоких показателях преломления и плотности, чем у стекол плавления, а также в ИК-спектрах, промежуточных между спектрами кристаллического вещества и стекла плавления того же состава (Stoffler, Hornemann, 1972).

Например, по данным упомянутой работы, показатель преломления диаплектового кварцевого стекла составляет 1,460-1,470 против 1,459-1,460 для стекла плавления. Для плагиоклазового стекла состава An_{30} соответственно 1,518-1,532 против 1,509-1,510, для щелочных полевых шпатов 1,502-1,516 против 1,487-1,489.

При микроскопическом изучении ударно-метаморфизованных горных пород диаплектовые стекла распознаются по сохранению морфологии кристаллов, зерен и реликтам исходных минералов. Чем выше степень импульсного сжатия, тем ближе свойства диаплектового стекла к свойствам стекла плавления. Диаплектовые стекла подвергаются раскристаллизации, вероятно, под действи-

ем позднего метасоматоза и метаморфизма. При этом по щелочно-полевошпатовым стеклам образуются формы низкой степени упорядоченности, как это было установлено для пород Ильинецкой структуры (Вальтер, 1975; Вальтер, Рябенко, 1976).

Диаплектовое стекло, видимо, продукт превращения высокобарических фаз при снятии пиковых нагрузок. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что граница (по пиковым давлениям) полного перехода в состояние диаплектового стекла примерно совпадает с границей режимов П-Ш на адиабате Гюгонио.

Верхним пределом образования диаплектовых стекол является 430 кбар для полевых шпатов и 500 для кварца. Более высокие давления вследствие высоких постшоковых температур приводят к плавлению и переходу в обычное жидкое стекло.

Диаплектовые стекла известны для кварца, полевых шпатов, недавно установлены для кордиерита (Stahle, 1973). Встречены и описаны в Ильинецком, Болтышском, Зеленогайском, Оболонском и других кратерах Украинского щита.

В пределах режима П с ростом пикового давления уменьшаются показатели преломления и плотность минералов. Принимая аддитивный характер этих свойств, количество диаплектового стекла может быть оценено по соотношениям типа $C = \frac{S_{кр} - S_{изм}}{\Delta S}$, где C – содержание стекловатой фазы в образце, S – свойство, ΔS – разница в свойстве между кристаллической (кр) фазой и диаплектовым стеклом того же состава, $S_{изм}$ – данное свойство изучаемого образца.

Оценка пикового давления в пределах режима П может быть сделана по фрагментарности исходно монокристаллических зерен. Метод состоит в снятии дебаеграмм с мелких (0,25 мм) зерен. Монокристаллы дают точечную картину на дебаеграмме, порошок – сплошные дуги, блочное зерно – промежуточную картину. В работе (Hörz, Quaide, 1973) получены калибровочные кривые зависимости степени сплошности дуг на дебаеграммах от пикового давления для некоторых минералов, подвергнутых экспериментальному импульсному сжатию с контролируемым давлением ударной волны.

Впервые на природном материале оценки пиковых давлений по этой методике были выполнены для кварца Ильинецкого кратера (Вальтер, 1976; Вальтер, Рябенко, 1976) и для граната Оболонского и других кратеров Украинского щита. Полученные данные свидетельствуют о перспективности применения этой методики для диагностики ударного метаморфизма и для оценки пиковых давлений в пределах 100–200 кбар.

Природа изменений минералов, происходящих в смешанном режиме П (см.рис.4), сложна и окончательно не расшифрована. Резкий излом в районе 100–140 кбар, как установлено во многих работах, характеризует появление высокобарических фаз, частично закаляющихся (в случае SiO_2) и полностью переходящих в стекло при снятии давления (в случае полевых шпатов). Предполагается (Hörz, Quaide, 1973), что появлению этих фаз способствует дробление некоторой части исходного вещества до размеров, порядка элементарной ячейки и менее, что допускает структурную (инкогерентную) перестройку. С ростом пикового давления количество таких частиц растет, что и обусловливает в конце полное превращение исходного вещества в высокобарические формы и переход к режиму Ш.

Характерным признаком ударного метаморфизма биотита является возникновение зон смятия, развивающихся приблизительно под прямым углом к спайности. Зоны смятия в биотите характерны для широкого диапазона давлений, включая и условия образования диаплектовых стекол кварца и полевых шпатов. При больших давлениях биотит испытывает инконгруэнтное превращение с образованием окислов железа и изотропной массы. Зоны смятия наблюдались нами и в других случаях, когда проявлялась слоистая структура минералов или их агрегатов: например, перпендикулярно к отчетливой спайности полевого шпата или слоистости обломков филлита (фото 4).

Для оливина, пироксенов и амфиболов отмечалось образование под действием ударной волны планарных элементов, фрагментарности зерен, уменьшения двупреломления и разложение с образованием окислов железа и изотропной массы.

Для оценки степени ударного метаморфизма горных пород (включая ударное плавление) были предложены 10-ти балльная (Short, 1967), семи- (Chao, 1968) и шестибалльная (включая испарение расплавов, Stoffler, 1971$_a$) шкалы. Основой этих шкал являются экспериментально изученные, освещенные выше изменения кварца и полевых шпатов. На основании работ (Hörz, Quaide, 1973; Engelhardt, Bertsch, 1969; Stoffler, Hornemann, 1972; Вальтер, 1977) показана возможность приближенной оценки

пиковых давлений по кварцу и другим минералам с более или менее точной привязкой к ударной адиабате Гюгонио. Такой способ оценки условий ударного метаморфизма кажется нам наиболее строгим, а потому и более предпочтительным.

В аллогенных брекчиях наряду с импактными гомогенными и гетерогенными стеклами плавления находятся минеральные зерна заведомо разной степени ударного метаморфизма. Это происходит в результате перемешивания зерен, обломков и капель расплава в облаке выброса. Можно говорить лишь о процентном соотношении в разной степени измененных зерен, например зерен кварца.

В составе отдельных обломков горных пород в брекчиях степень изменения минералов близка. Рассмотрим некоторые особенности ударного метаморфизма гранитоидных пород – наиболее характерной по составу мишени для метеоритов, падавших на Украинский щит.

В кварц-полевошпатовых породах, метаморфизованных в условиях режима I (см.рис.3), наблюдается характерное, особенно для калиевых шпатов, дробление кристаллов с разворотом отдельных фрагментов. В зернах плагиоклаза деформации отчетливо заметны вследствие искривления плоскостей срастания полисинтетических двойников. На этой же стадии ударного метаморфизма развиваются зоны смятия в биотите и пунктирные относительно редкие (20–30 мм$^{-1}$) субплоскостные элементы в кварце (неясно планарные элементы). Породы приобретают катакластическую структуру, характеризующуюся более крупными обломками зерен (порфирокластами) кварца, полевых шпатов, граната, содержащихся в "смазке", состоящей из чешуек слоистых силикатов и мелких обломков минералов порфирокластов. Такая структура, в частности, характерна для коптокатаклазитов Ильинецкого и других кратеров Украинского щита. Заполнение интерстиционного пространства мелкими обломками зерен присуще низкой степени ударного метаморфизма кварцевых песчаников формации Кохонино (Аризонский кратер, Kieffer, 1971).

Более высокая степень ударного метаморфизма гранитоидных пород (в режиме II, рис.4) характеризуется образованием псевдовитрофировых структур, когда зерна кварца, испещренные планарными элементами, располагаются в массе диаплектовых стекол по полевым шпатам. Диаплектовые стекла часто подвергаются в большей или меньшей степени раскристаллизации (кратеры Украинского

щита) или остаются практически свежими (Русский, Попигайский кратеры).

В обломках слюдистых кристаллосланцев иногда наблюдается полный переход зерен кварца и полевых шпатов в состояние диаплектового стекла, а биотит при этом испытывает лишь умеренные изменения – образуются зоны смятия. Направленное полосчатое расположение чешуек биотита подчеркивает при этом реликтовую сланцеватую текстуру. Такие ударные "метасланцы" наблюдались в породах кратера Вест Хавк Лейк, Канада (Short, 1970), в Зеленогайском кратере на Украинском щите (Вальтер и др., 1976). Общее объяснение кажущейся неравномерности ударного метаморфизма заключается в разной степени сжимаемости минералов, в отражении ударных волн от "жестких" зерен и в возникновении волн разряжения при переходе от "жестких" к "мягким" зернам. В результате, как это следует из работы (Баум и др., 1975), вещество с большей сжимаемостью подвергается действию ударной волны с меньшим давлением и большей скоростью, а вещество с меньшей сжимаемостью – воздействию ударной волны большего давления и меньшей скорости.

Ударное плавление

Как показывают данные экспериментов, для кварца, полевых шпатов и гранитоидных пород в целом (Stoffler, Hornemann, 1972) при ударном сжатии в режиме III высокобарических фаз (рис. 3,5) наблюдается резкий рост температур с ростом давления на фронте ударной волны. При давлениях 500–600 кбар ударные и постударные (после снятия давления) температуры достигают температур плавления главнейших породообразующих минералов – происходит ударное плавление. При возрастании пикового давления образуются перегретые расплавы. Ударное плавление, как и ударный метаморфизм, – уникальное природное явление, связанное только со взрывными метеоритными кратерами. Отличительными его чертами являют-

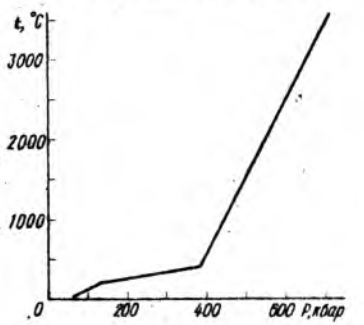


Рис.5.Соотношение давления на фронте ударной волны и ударной температуры ударно-метаморфизованного кварца.

ся: а) образование при относительно небольшом перегреве гомогенных "мономинеральных" расплавов, не успевающих смешаться и прореагировать с остатками твердой фазы из-за быстрого охлаждения; 2) образование перегретых силикатных расплавов сложного состава. Перегретые расплавы иного генезиса в природе не зафиксированы и, по-видимому, существовать не могут вследствие относительно медленного движения магм к земной поверхности.

При ударном плавлении зафиксировано образование лешательерита (кварцевого стекла), разнообразных полевошпатовых и других стекол плавления по отдельным минералам (фото 5). Мономинеральные стекла плавления отличаются от диаплектовых (твердых) морфологически - по криволинейным ограничениям зерен и полигональной трещиноватости, подобной фигурам усыхания глин, а также по свойствам - меньшему светопреломлению и плотности, более широким полосам поглощения в ИК-спектре и др., характеризующим меньшую степень упорядочения атомной структуры.

При оценке шоковых температур по мономинеральным стеклам плавления следует ориентироваться по температурам плавления этих минералов при атмосферном давлении, поскольку скоротечность процесса, зафиксированная в обособлении стекол разного состава, позволяет пренебречь химическими реакциями в полиминеральной системе горной породы, а период действия даже шоковых температур значительно превышает продолжительность ударного давления.

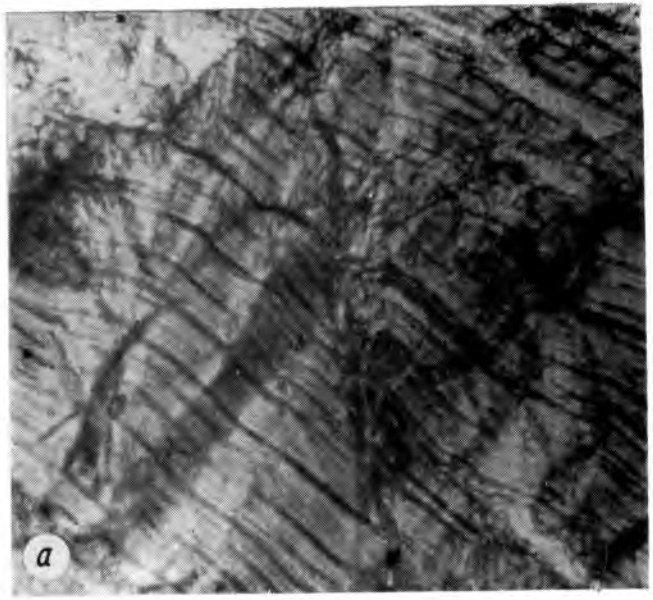
Индикаторами очень высоких температур являются фазы, образующиеся при высокотемпературном разложении минералов. Г.К.Еременко наблюдал микрокристаллы корунда в плагиоклазовом стекле плавления импактитов. В экспериментальных условиях кристаллизация корунда наблюдалась из перегретого (до 1600°С) анортитового стекла при температуре около 1400°С (Бережной и др., 1969).

Нами в плавленном кварце импактитов Болтышского кратера был установлен тетрагональный кристобалит (d_{101} = 0,407 нм), стабильно образующийся за счет кубического, устойчивого при температурах выше 1450°С. Кристобалит отмечается в кварцевом стекле и других кратеров. Однако следует отметить, что метастабильно этот минерал кристаллизуется из расплавов и при более низких температурах.

Фото 1. Конусы разрушения в известняке (Карская впадина), нат. вел.

Фото 2. Планарные элементы кварца аллогенной брекчии Ильинецкого кратера (обр. 11), шлиф, ув. 100.

Фото 3. Планарный элемент — цепочка углублений на плоскости скола кварца (см. рис. 6). Электронно-микроскопический снимок, ув. 10 000.



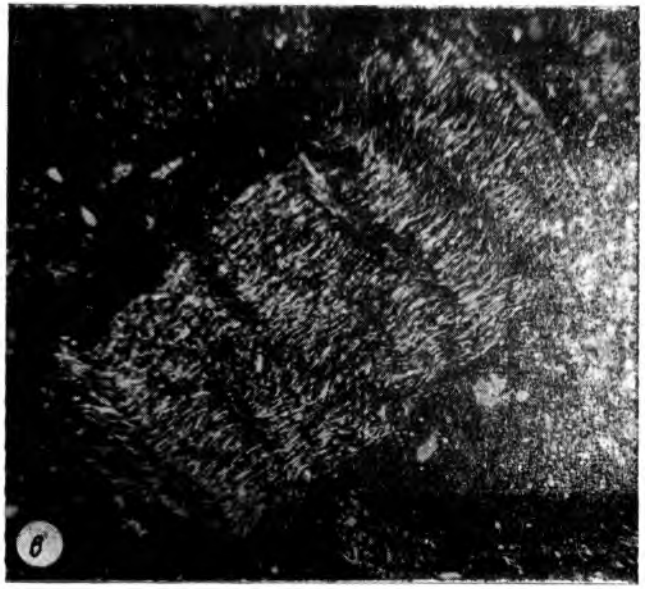
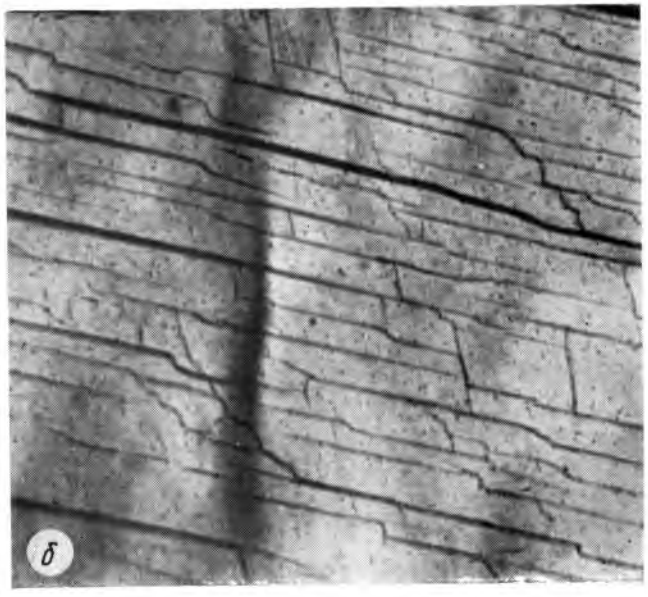


Фото 4. Зоны смятия, ув. 100;
а — в биотите, *б* — в калиевом полевом шпате, *в* — в филлите; ник. скрещены.



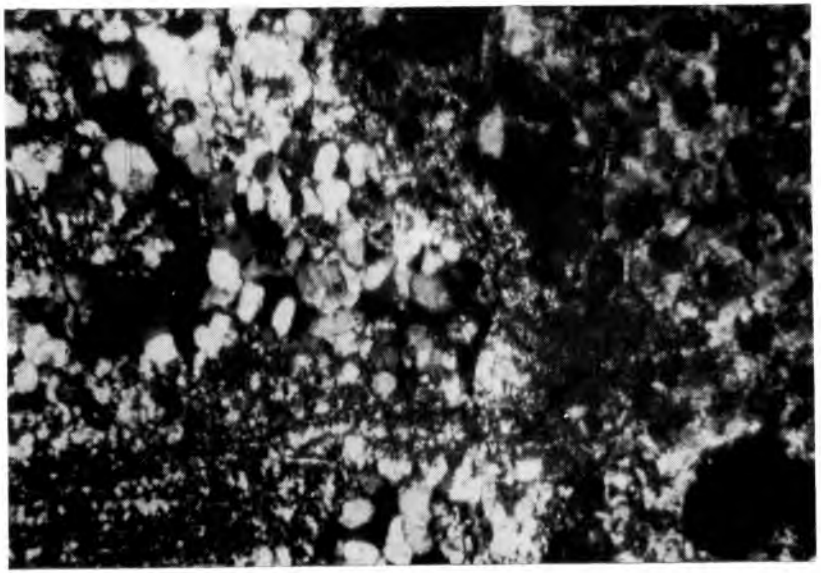


Фото 5. Раскристаллизованные стекла плавления по кварцу (светлое) и полевому шпату (темное). Ильинецкий кратер, шлиф, ув. 100, ник. скрещены.

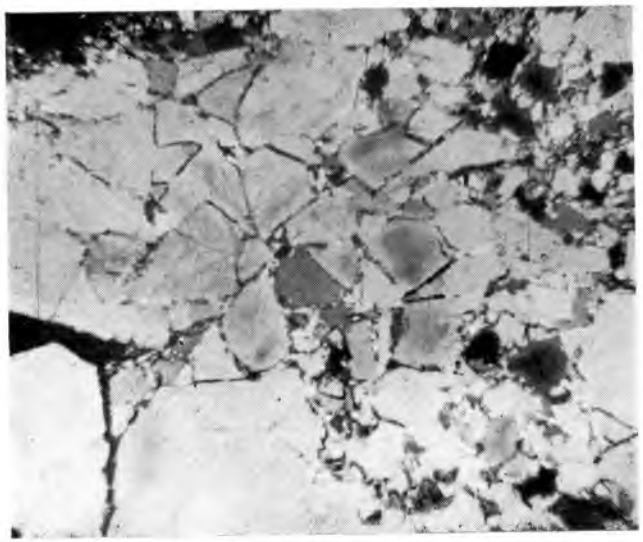


Фото 6. Дробление кварцевого зерна с разворотом фрагментов в брекчии Оболонского кратера (скв. 5302, гл. 1020 м), шлиф, ув. 60, ник. скрещены.

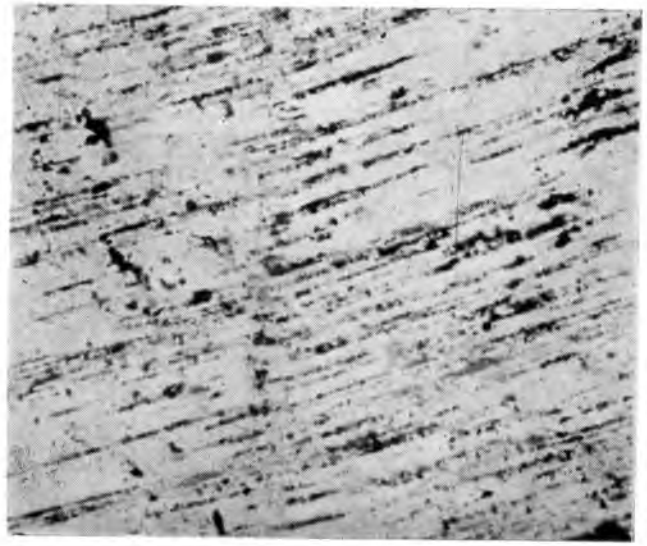


Фото 7. Планарные элементы по (0001) в зерне кварца из брекчии Оболонского кратера (скв. 5302, гл. 1020 м)

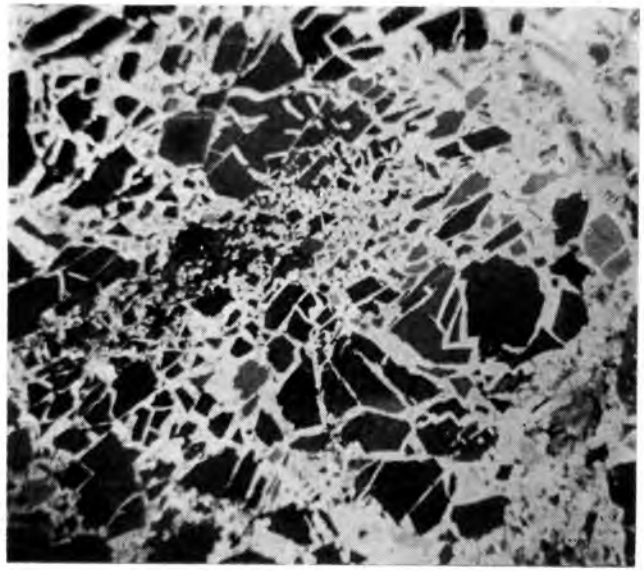


Фото 8. Раздробленное зерно кварца, цементирующееся кальцитом, аутигенная брекчия Оболонского кратера (скв. 5301, гл. 775 м), шлиф, ув. 100, ник. скрещены.

Фото 9. Диаплектовое стекло по полевому шпату (черное) и кварц с планарными элементами (серое) в обломке гранита из брекчии Оболонского кратера (скв. 5302, гл. 970 м), шлиф, ув. 100, ник. скрещены.

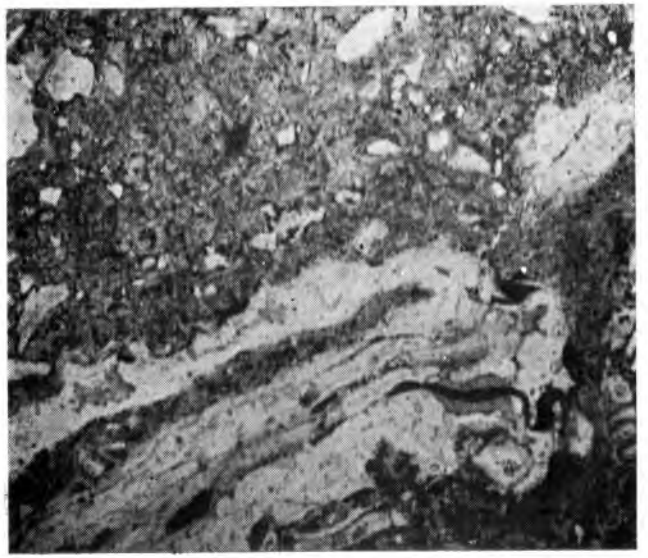


Фото 10. Аллогенная брекчия Оболонского кратера с большим количеством обломков стекол плавления (скв. 5302, гл. 1010 м) шлиф, ув. 100.

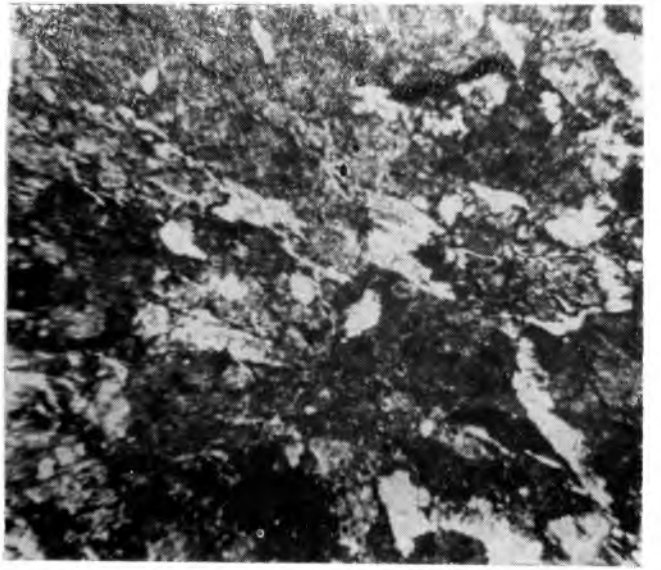


Фото 11. Ударно метаморфизованный гнейс из брекчии Зеленогайского кратера с диаплектовым кварцем и полевым шпатом (темное) и кристаллическим биотитом (светлое) Скв. 5286, гл. 114,5 м, шлиф, ув. 60; ник. скрещены.

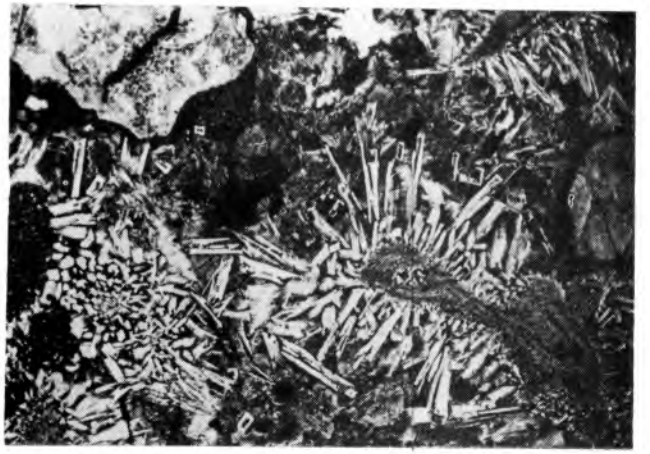


Фото 12. Импактит верхнего горизонта, Болтышский кратер. Видны лейсты апортоклаза, кристаллизующиеся на диаплектовом плагиоклазе (скв. 11475, гл. 586 м), шлиф, ув. 30; ник. скрещены.

Фото 13. Массивный импактит, Болтышский кратер. Видны два типа стекла перлитовой структуры: светлое и темное (частично раскристаллизованное); лейсты гиперстена и плагиоклаза (скв. 11475, гл. 694 м), шлиф, ув. 60.

Фото 14. Мозаичные структуры раскристаллизации по минеральным обломкам (в центре) в импактите Болтышского кратера (скв. 11475), шлиф, ув. 60:

а — плагиоклаза (гл. 752 м), ув. 60; ник. скрещены, *б* — пироксена (гл. 667 м).

Фото 15. Шаровая структура раскристаллизации лешетельерита (в центре) в обломочном зерне импактита Болтышского кратера (скв. 11475, гл. 748 м), ув. 30.

Фото 16. Замещение обломка в импактите агрегатом стекла и пироксена, в центре — реликт раскристаллизованного лешательерита (скв. 11475, гл. 735 м), шлиф, ув. 60.

Фото 17. Обломок диаплектового плагиоклаза со следами двойникового строения в импактите Болтышского кратера (скв. 11475, гл. 775 м), шлиф, ув. 60; ник. скрещены.

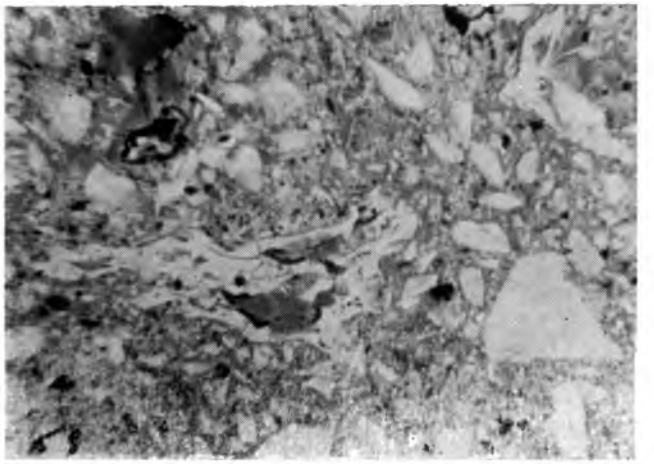


Фото 18. Зювит Готмистровского кратера, в центре обломки флюидального стекла, шлиф, ув. 30.

Фото 19. Грубая трещина ударно метаморфизованного кварца, выполненная хорошо образованными кристаллами. Ильинецкий кратер, аллогенная брекчия, обр. 11/5. Электронно-микроскопический снимок Д. П. Деменко. Угольно-платиновая реплика, ув. 10 000.

Фото 20. Планарные элементы в калиевом полевом шпате из аллогенной брекчии Ильинецкого кратера (скв. 2102, гл. 35 м), шлиф, ув. 150.

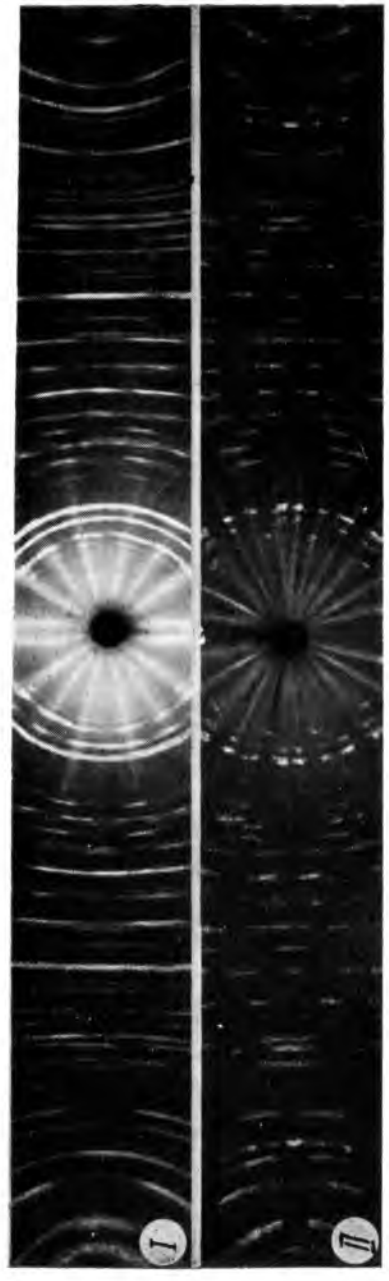


Фото 21. Дебаеграммы кристаллов кварца:
I — ударно метаморфизованного (скв. 2102, гл. 21 м), II — регионально метаморфизованного (см. табл. 10).

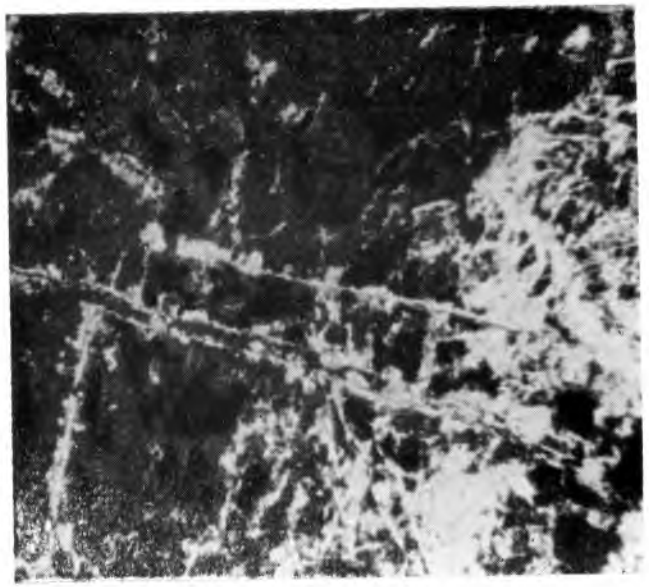


Фото 22. Диаплектовое стекло по калиевому полевому шпату. Видна раскристаллизация вдоль трещин и тонкоагрегатная в основной массе. Ильинецкий кратер, аллогенная брекчия (скв. 2121, гл. 53 м), шлиф.

Особый интерес представляет высокотемпературное разложение циркона в импактитах, наблюдавшееся впервые Эль Гореси (El Goresy, 1965). В параморфозах по циркону встречаются бадделеит, иногда с лешательеритом и реликтами исходного минерала. Такие агрегаты могут образоваться в результате термического разложения циркона и плавления SiO_2 либо при инконгруэнтном плавлении $ZrSiO_4$. В любом случае температурный интервал их образования 1724° (плавление SiO_2) – 2700°С (плавление ZrO_2) намного превосходит известные температуры кристаллизации горных пород обычного генезиса.

При большом перегреве расплава и значительной его массе высокие температуры держатся достаточно долго для его гомогенизации и при остывании образуются массивные стекловатые породы – импактиты (тагамиты).

Полиминеральные гетерогенные стекла плавления находятся также в большом количестве среди аллогенных пород – зювитов, состоящих из упавших в кратер обломков и частиц. Для этих обломков характерны обычно лепешковидные, в разрезе причудливые, иногда напоминающие языки пламени очертания. В крупных лепешках (флеллях) встречаются реликты нерасплавленных пород и минералов. Степень перегрева в случае быстрого последующего охлаждения должна сказаться на атомной структуре стекла: чем выше температура, тем ниже степень ближнего порядка. Для поиска перегретых стекол нами был использован ИК-спектроскопический метод, применяющийся для изучения атомной структуры некристаллических веществ. В частности, при помощи его может быть оценена степень совершенства постройки ($Si, Al)O_4$-тетраэдров. При переходе кристаллов в аморфное состояние исчезает расщепление полос поглощения, уменьшается их количество.

Предварительное изучение ИК-спектров природных вулканических, импактных и искусственных стекол, закаленных от разных температур, показывает, что диффузность полос поглощения растет с увеличением времени прогрева и температуры. При этом исследованные нами стекла Болтышского кратера ближе к искусственным стеклам, закаленным от температур 1700–1850°С, чем к кристаллическим образованиям и природному стеклу – обсидиану. Это позволяет надеяться получить в дальнейшем количественные характеристики степени перегрева импактных стекол и оценивать по постшоковым температурам величину импульсного давления. Подробнее этот вопрос рассматривается при характеристике Болтышских импактитов.

О значительном перегреве импактитов свидетельствуют и некоторые их петрохимические особенности. Для многих кратеров, в том числе для Болтышского и Ильинецкого на Украинском щите, зафиксированы некоторое уменьшение содержания SiO_2 и отношения Na_2O/K_2O в импактитах по сравнению со средним содержанием этих элементов в породах мишени. Такие особенности объясняются хорошо известным, например при службе некоторых огнеупоров, процессом селективного испарения SiO и Na_2O из перегретых кислых силикатных расплавов. Этот процесс применительно к метеоратному удару рассмотрен в работе О.В.Парфеновой и других (1976).

В импактных породах взрывных метеоритных кратеров прослежены некоторые гидротермально-метасоматические минералы, происхождение которых связывают либо только с процессами мобилизации вещества при взрыве и последующим остыванием импактитов (В.Л.Масайтис), либо со спровоцированной взрывом глубинной гидротермальной и даже магматической активностью (Л.Б.Ронка). В большинстве случаев явно превалирует первый способ образования вторичных минералов, о чем можно судить по зависимости их характера от состава пород мишени.

В импактитах, образующихся за счет силикатных пород, содержащих малое количество минерализаторов, наблюдаются лишь маломощные халцедоновые прожилки. Очень характерны хлорит, серпентин, монтмориллонит, цеолиты, образующиеся по стеклу разного состава, пирит. Подобные изменения встречены в породах кратеров Украинского щита.

Несколько иной комплекс гидротермальных минералов наблюдается при наличии в мишени карбонатных и карбонатно-силикатных пород, пока еще не установленных в районах взрывных метеоритных кратеров Украины. Наиболее характерными вторичными минералами при таком составе мишени являются вторичный кальцит, актинолит и цоизит.

Обладающий характерными особенностями цоизит был изучен нами из импактных пород Карокой впадины – гигантского кратера на севере Пай-Хоя (Масайтис, $1974_б$). Образцы из этой структуры были предоставлены нам М.А.Масловым.

Цоизит в значительной мере замещает ударно-метаморфизованные диабазы центрального поднятия и образует прожилки мощностью до 7 см, сложенные шестовато-таблитчатыми удлиненными кристаллами размером до 0,5 см. Пос: эвзрывной генезис цоизита определяется по отсутствию деформаций его кристаллов и прожилков в целом. Цоизит оптически одноосный, положительный, n_g = 1,704; n_p = n_m = 1,698 (±0,002). Межплоскостные расстояния порошкограммы цоизита Карокой впадины несколько занижены по отношению к эталонному цоизиту из Пактауна, Теннесси, США (ASTM, 11-665) (табл.3) и отвечают параметрам элементарной ячейки a_0 = 1,608 нм, b_0 =0,567 нм, C_0 = 1,004 нм (±0,002 нм). Спектр поглощения в ИК-области (рис. 6) обнаруживает в соответствии со структурой атомы кремния в четверной координации (полосы в области 900-1200 $см^{-1}$), а алюминия в шестерной (полосы в области 570-800 $см^{-1}$).

Химический состав исследованного цоизита, определенный Н.Д.Рябец, близок теоретическому (в скобках): SiO_2 40,76 (39,68); TiO_2 0,00 (0,00); Al_2O_3 31,30 (33,66); Fe_2O_3 1,20 (0,00); FeO 0,36 (0,00); MnO 0,07 (0,00); MgO 0,31 (0,00); CaO 23,12 (24,69); Na_2O 0,00(0,00); K_2O 0,00(0,00); H_2O^+ 2,58 (1,97) с учетом незначительного замещения по схеме $Fe^{II} \longrightarrow Al^{III}$; $Mg^{II} \longrightarrow Al^{III}$; Fe^{II}, $Mn^{II} \longrightarrow Ca^{II}$.

Е.С.Назаревич спектрально определила элементы-примеси, в %: Ni $5 \cdot 10^{-4}$; Ti 0,02; V 0,01; Cu 0,02; Pb $1 \cdot 10^{-3}$; Ga $2 \cdot 10^{-5}$; Sr 0,02.

КРИТЕРИИ ОПОЗНАНИЯ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Изложенные в предыдущих разделах сведения позволяют сформулировать критерии, которыми следует руководствоваться при отнесении земных структур ко взрывным метеоритным кратерам. При этом можно выделить стадию прогноза, сформулировав основания для выдвижения гипотезы, подтверждением которой можно считать лишь установление признаков ударного метаморфизма минералов и горных пород.

Остановимся подробнее на признаках стадии прогноза.

1. Как было показано, взрывные метеоритные кратеры имеют очертания, близкие к правильным круговым, при этом свежие кратеры должны иметь вал в виде кольцевой возвышенности вокруг воронки, а крупные (обычно $D \geq 10$ км) – центральное поднятие фундамента. Характерная форма заметна не только для поверхностных структур, но и для погребенных, "просвечивающих" через толщу осадков, втрое превосходящую глубину кратера (Beals, Hitchen, 1970). Многие круговые структуры большого диаметра, выявленные аэро- и космической съемкой (Dietz, McHone, 1974), были диагностиро-

Таблица 3

Межплоскостные расстояния коэзита

Образец из Карской впадины		Образец из Дактауна			Примечание
		ASTM, II-665			
I	d/n, нм	I	d/n, нм	hkL	
25	0,802	30	0,813	200	
20	0,499	50	0,503	002	
3	0,444	I5	0,468	III,2I0	
5	0,424	8	0,425	2II,202	
40	0,402	40	0,405	400	
8	0,374				
II	0,366	60	0,3615	3II	
I5	0,360				
I0	0,334	2	0,3328	4I0	Возможна примесь кварца
5	0,3I5				
25	0,308	35	0,3I06	50I,3I2 203	
20	0,286	I00	0,2869	303	Ослабление за счет текстуры
20	0,2767	35	0,2783	4I2	
I00	0,2697	I00	0,2703	5II,600	
8	0,2630	20	0,2626	60I	То же
5	0,2525	30	0,253I	004	" "
8	0,2444	<I	0,2459	5I2,022	" "
		40	0,2407	204	" "
I0	0,2324	60	0,2335	503	
I0	0,2226	I0	0,2238	322	
6	0,2098	I0	0,2III	702,603	
I5	0,2060	65	0,2064	52I	
50	0,2022	6	0,2020	800±?	Усиление за счет текстуры
I5	0,I979	I5	0,I982		
I5	0,I948	20	0,I903		
6	0,I847	30	0,I844		
5	0,I685	8	0,I685		
5	0,I67I	4	0,I666		
I0	0,I6I3	75	0,I6I5		
I5	0,I595	25	0,I59I		
8	0,I544	20	0,I544		

Примечание: условия съемки нашего образца – дифрактометр ДРОН-0,5; $Fe_{K\alpha}$ – излучение, вращение счетчика 2°/мин.

ваны как метеоритные кратеры. Взрывные кальдеры вулканов не могут превышать в диаметре II км (Штейнберг, 1973). Мало вероятным для вулканического аппарата следует считать и поднятие в геометрическом центре пород основания ("центральная горка").

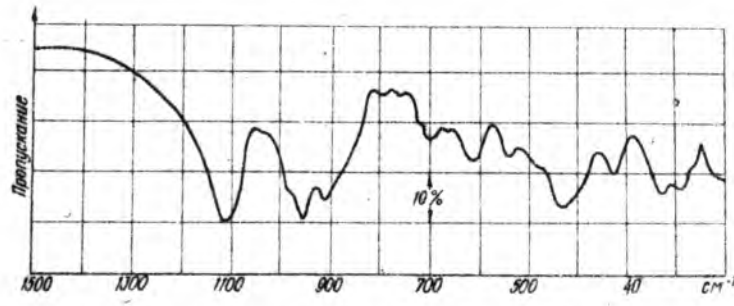


Рис.6. Спектр поглощения коэзита в ИК-области

На этом этапе исследований следует учитывать, что далеко не все, особенно относительно мелкие, круговые образования на поверхности Земли оказываются метеоритными кратерами. С другой стороны, отклонения от правильной круговой формы хотя и делают менее вероятной кратерную гипотезу, но полностью не исключают ее справедливости. Это обусловлено возможными позднейшими тектоническими смещениями, неравномерностью эрозии, отклонением первоначальной формы кратера от теоретической вследствие анизотропии мишени и другими причинами.

2. Приуроченность к круговой морфоструктуре локальной отрицательной аномалии силы тяжести повышает вероятность гипотезы о ее взрывном метеоритном генезисе и требует первоочередной проверки. Отрицательная круговая гравитационная аномалия сама по себе является важным признаком метеоритного взрыва (разрыхления пород) и наблюдается даже тогда, когда первичные формы кратера вследствие интенсивной денудации совершенно не различимы в рельефе.

3. Еще одним основанием для проверки гипотезы метеоритного происхождения геологических структур является обнаружение брекчий и пород эффузивного вида, контрастных по облику и возрасту (но не по химическому составу) с геологическим фоном данного региона. Сюда относятся находки подобных пород относительно молодого возраста на изолированных площадях среди древних щитов или в областях развития осадочных пород.

По литературным данным, а также собственным материалам авторов можно грубо оценить вероятность подтверждения космогеологической гипотезы, выдвигаемой на основании перечисленных призна-

ков. По признаку (I) такая вероятность составляет около 0,5 для крупных структур (наибольшее значение, очевидно, для структур диаметром 10-100 км). Генезис некоторых гигантских кольцевых структур все еще остается загадкой. Возможно, что в ряде случаев происходит "просвечивание" через толщу более молодых образований древнейших кратеров раннего (аккумуляционного) периода развития Земли.

Для мелких структур определение вероятности метеоритного происхождения резко уменьшается и с уменьшением размера структур приближается к нулю (если не выражены вал и другие морфологические признаки молодого метеоритного кратера) при диаметре порядка сотни метров.

Признак (2) сам по себе применим для определения космологической природы только относительно крупных структур (диаметр отрицательной аномалии 2 км и более). Недавно в работе (Дабижа и др., 1976) была установлена эмпирическая зависимость между интенсивностью гравитационных аномалий и размерами структур, позволяющая отличать взрывные метеоритные кратеры от кальдер вулканов и других эндогенных образований.

Правильно оцененный признак (3), видимо, также свидетельствует о вероятности порядка 0,5 для километровых и большего размера структур.

Умелое же сочетание всех трех признаков, как это следует из работ (Робертсон, Грив, 1973; Масайтис, 1975) и нашего опыта, обеспечивает примерно на 0,7 верное предсказание взрывной метеоритной природы структур диаметром более 1,5 - 2 км.

Однако метеоритная гипотеза может считаться доказанной только по наличию признаков сверхмощного взрыва, к которым относится ударный метаморфизм и ударное плавление минералов.

Как указывалось ранее, более 80-90% выброшенной из кратеров массы пород распространяется на огромных площадях, линейные размеры которых составляют, по крайней мере, несколько диаметров кратера. Поэтому по обнаружению пластовых тел и кластических даек брекчий можно предположить существование метеоритного кратера в данном районе, а по обнаружению в брекчиях признаков ударного метаморфизма минералов можно утверждать, что такой кратер существует. Широкие ореолы закратерных выбросов, в частности, установлены нами вокруг Болтышской и других астроблем Украинского щита.

УСТАНОВЛЕННАЯ И ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ НА ЗЕМЛЕ

Мы ограничимся в основном обсуждением распространенности метеоритных кратеров диаметром более I км, поскольку меньшего размера кратеры, имеющие возраст древнее антропогенового, не установлены и видимо не могут сохраняться в течение длительного времени. Именно такими "критическими" размерами оперируют обычно авторы работ по статистике земных и лунных кратеров; такому же размеру, примерно, соответствует масштаб современных детальных региональных геологических исследований. Кратеры диаметром более I км мы будем называть крупными.

К началу 60-х годов стало очевидным, что за геологическую историю Земли на ее поверхность выпало не менее 10^5-10^6 метеоритов, способных образовать крупные взрывные кратеры. К такому выводу (Левин, 1962; Shoemeker e.o., 1962) ученые пришли на основании анализа распространенности и распределения по размерам лунных кратеров и наиболее крупных (диаметром более 10 км) кратеров Канадского щита, а также распределения астероидов по массам.

В истории метеоритной бомбардировки Земли, как и Луны, выделяют (Левин, 1962) ранний (аккумулятивный) период длительностью $(0,4 + 0,6)\cdot10^9$ лет и стадию, продолжающуюся и в настоящее время. В ранний период, характеризовавшийся интенсивной, резко сокращающейся во времени бомбардировкой, Земля исчерпала свою собственную метеоритную "зону питания". В позднюю стадию происходило лишь падение на Землю метеоритов, пояса астероидов и комет. Эта компонента бомбардировки медленно убывает со временем и в ранний период ее относительная интенсивность была значительно меньшей, чем "местной" компоненты.

Хартман (Hartmann, 1965) дал оценку плотности образования крупных метеоритных кратеров на Земле в позднюю стадию: $12\cdot10^{-4}$ кратера/км$^2\cdot10^9$ лет. Эта оценка как наиболее достоверная принята во многих более поздних работах.

Подавляющее большинство установленных к настоящему времени на Земле крупных кратеров (рис.7) имеют возраст менее 500 млн.лет. Из общего количества лишь два гиганта (Седбери, Канада и Вредефорд, Южная Африка), 15-километровый Янисьярви в Карелии и два более мелких кратера имеют протерозойский возраст. Причины малочисленности древних кратеров не вполне ясны. Очевидно последующими метаморфизмом и тектоническими движениями многие кратеры

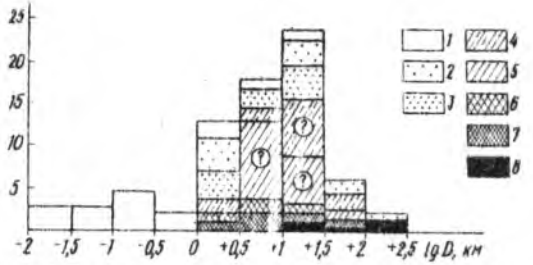


Рис.7.Гистограмма распределения взрывных метеоритных кратеров Земли по размеру и возрасту. Ордината – число кратеров, абсцисса – логарифм диаметра, км.

В о з р а с т к р а т е р о в: I – антропогеновый (≤I млн.лет), 2 – неоген-палеогеновый (I–67 млн.лет), 3 – меловой (67–I37 млн.лет), 4 – юрский, триасовый (I37–240 млн.лет), 5 – пермский, карбоновый (240–340 млн.лет), 6 – девонский, силурийский (340–440 млн.лет), 7 – ордовикский, кембрийский (440–570 млн.лет); 8 – докембрийский (более 570 млн.лет); ? – возможно отнесение части кратеров в смежные возрастные интервалы.

были сильно изменены и по имеющимся признакам их пока еще нельзя распознать, а относительно более поздние – в значительной мере уничтожены еще древней эрозией. Поэтому логично ограничиться изучением крупных кратеров, имеющих возраст моложе 500 млн.лет.

Общее количество выпавших за этот период на Землю метеоритов, которые могли образовать крупные кратеры, исходя из данных Хартмана, составляет $3{,}06 \cdot 10^5$. Это совпадает с более ранними оценками (Левин, I962; Shoemaker a.o.,I962). По сравнению с такой гигантской цифрой количество установленных к настоящему времени на Земле крупных метеоритных кратеров (около 80), как видим, незначительно. Такое соотношение можно объяснить тремя основными факторами.

I. Значительная часть потенциально кратерообразующих метеоритов либо не образовала кратеров (падения в океаны и моря), либо кратеры быстро залечивались, разрушались или недоступны для поисков (падения во льды, в высокогорные области или в районы, скрытые в настоящее время подо льдом или водой).

2. Метеоритные кратеры интенсивно эродировались и подвергались захоронению, в результате большая их часть была уничтожена или стала трудноотыскиваемой.

3. Вследствие плохой геологической изученности многих регионов и крайне малого количества специальных исследований имеется значительный резерв еще неустановленных даже среди относительно легко отыскиваемых кратеров.

Действие первого фактора можно грубо оценить по аналогии с современным состоянием поверхности Земли. Исключив недостаточно изученные шельфы, скрытые подо льдами области антарктической и арктической суши, а также высокогорные области, получим площадь порядка I00 млн.км^2 (или I/5 поверхности Земли), на которой могли образоваться и сколько-нибудь длительное время сохраняться крупные метеоритные кратеры.

Из распределения по размерам лунных кратеров и метеоритов по массам вытекает распределение крупных земных кратеров по степенному закону (Hartmann, 1965):

$$\frac{N_x}{N_y} = \left(\frac{y}{x}\right)^{2,4},$$

где N_x и N_y – количества кратеров диаметром x и y, км. В табл.4 сопоставлено наблюденное количество кратеров с вытекающим

Т а б л и ц а 4

Крупные взрывные метеоритные кратеры, образовавшиеся на поверхности Земли в течение последних 500 млн.лет.

Диаметр кратера, км	Предполагаемое количество образовавшихся кратеров	Установлено	
		на I968 г. (Short a.o., 1968)	на I975 г. (по данным авторов)
≥ I00	I	–	I
I00–3I,6	I4	4	6
3I,6–I0	240	I3	24
В том числе на Канадском щите	I2	I0	I0
I0–3,I6	3600	I4	I8
3,I6–I	60 000	9	I5

из данного закона распределения. Из таблицы видно, что оценка общего количества крупных кратеров, образовавшихся за последние 500 млн.лет, во всяком случае не является завышенной. Если, согласно этой оценке, открытие новых фанерозойских кратеров диаметром более 32 км маловероятно, то есть все основания предполагать, что имеется значительный резерв еще не открытых более мелких кратеров. Из них наиболее легко открываемы кратеры диаметром I0–32 км; установленная их плотность на относительно хорошо изучен-

ном Канадском щите в общем соответствует предсказанной теоретически. Таким образом, есть основания предполагать, что и на других древних платформах будет обнаружено близкое значение плотности кратеров этого размера. Именно такого диаметра кратеры явились самым распространенным объектом открытий в последние 6–7 лет.

Из огромного количества кратеров диаметром менее 10 км сохранились, конечно, далеко не все, поскольку глубина их сопоставима или меньше средней мощности отложившихся или срезанных за этот период горных пород континентов. Поэтому прогноз количества сохранившихся кратеров требует конкретного анализа каждого региона. Попытка такого прогноза для Украинского щита сделана в заключительном разделе настоящей работы. Из данных прогноза следует, что в этом регионе, возможно, сохранилось около 1/10 всех крупных кратеров. Если даже признать условия Украинского щита наиболее благоприятными для сохранения кратеров и предположить, что для Земли в целом доля сохранившихся кратеров колеблется от 0,1 до 0,01, то и тогда имеется очень большой резерв $(0{,}6 + 6)\cdot 10^3$ не открытых структур такого типа. Косвенно это подтверждается темпами обнаружения новых кратеров (рис.1) и неравномерностью их распределения на территории Земли. Так, не установлены еще крупные кратеры в Южной Америке, очень низка их плотность в Африке и в Азии.

Установленное к настоящему времени распределение кратеров по возрасту показывает максимум в раннем мезозое – позднем палеозое. Недостаточное количество открытых кратеров не позволяет оценить, насколько реален этот максимум, является ли он отражением истинной вариации темпа метеоритной бомбардировки или обусловлен особенностями геологической истории изученных в отношении кратеров регионов, где по каким-либо причинам кратеры именно этого возраста лучше сохранились.

Глава II. УКРАИНСКИЙ ЩИТ – ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ МИШЕНЬ ДЛЯ МЕТЕОРИТНЫХ УДАРОВ

ДЕЛЕНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА НА БЛОКИ, ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ И РЕЛЬЕФЕ

Украинский щит является орографической осью равнинной части Украины и протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 1000 км. Максимальная ширина его приходится на участок между Днепром и Днестром по линии Богуслав – Ямполь и достигает 250 км. Этот регион в основании сложен глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными и магматическими породами. Площадь сравнительно неглубокого залегания этих пород и их выходов на поверхность занимает свыше трети территории Украины, что составляет около 250 000 км^2.

На территории щита насчитывается более 2700 месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых, что составляет 3/5 общего количества на всей Украине.

Большинство месторождений полезных ископаемых связано с метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями, которые являются основой щита. Детально изучать эти образования, имеющие возраст от 3500 до 1500 млн.лет, можно только путем восстановления их первичных дометаморфических эквивалентов, по которым удается раскрыть специфику процессов седиментогенеза и экзогенного развития земной коры на раннем этапе. Перевод метаморфизованных разностей пород в неметаморфизованные эквивалентные осадки возможен только с помощью специальных методов исследования, применимых для осадочных пород докембрия и фанерозоя.

Изучение состава и условий образования осадочно-вулканогенных пород докембрия тесно связано с реконструкцией палеотектоники и палеогеографии в докембрии, а также с решением проблемы возникновения и развития атмосферы, гидросферы и жизни на Земле.

Кроме того, комплексное изучение структурно-тектонических и геологических особенностей кристаллического фундамента Украины диктуется, в первую очередь, неотложностью решения ряда прак-

тических задач для выяснения закономерностей размещения рудопроявлений и месторождений в метаморфических формациях и структурах. Без этого нельзя прогнозировать поиски новых месторождений. С другой стороны, разработка теории и таких кардинальных вопросов, как зарождение первых платформ и геосинклинальных областей, возникновение глубинных разломов и приразломных трогов, развитие метаморфизма, магматизма, осадконакопления и осадкообразования в истории Земли тесно связаны с изучением докембрия, в частности, Украинского щита. Не зная общих закономерностей развития тектоники кристаллического фундамента Украины, нельзя определить современную его делимость на блоки и глубинные разломные зоны, наметить участки моно- и полиярусного строения, установить степень срезанности этажей за последний миллиард лет отдельных блоков и, самое главное, изучить тектоническую и магматическую активность Украинского щита и его глубинных разломов, которые, несомненно, могут являться "сквозными" магмо- и рудоконтролирующими структурами. Все это необходимо для разработки научных основ регионального и зонального прогнозирования поисков полезных ископаемых.

К сожалению, еще мало изучены не только глубинное блоковое строение фундамента и связь блоков со складчатостью (в плане представлений о роли блоково-глыбовой тектоники в формировании поверхностных пликативных диолокаций), но и структуры верхней его части. На основании современного анализа геологической информации по строению поверхности Украинского щита и его склонов можно сделать вывод, что земная кора в этой части разделена разломами на блоки разного порядка. Для подтверждения этого вывода обычно привлекаются геофизические данные, по которым вся территория Украинского щита разделена на ряд участков с меньшей или большей мощностью земной коры. Вероятно, что этим участкам соответствуют блоки земной коры. Границами между блоками должны быть глубинные разломы, определяющие гравитационные ступени в поле региональных аномалий силы тяжести. В целом все гравитационное поле Украинского щита можно считать слабо расчлененным на аномалии. Разница между максимальными и минимальными значениями силы тяжести для полей колеблется в пределах первых десятков миллигал.

Часто границы гравитационных аномалий состоят из прямолинейных отрезков, сходящихся под разными углами. По данным К.Ф.Тяпкина, эти области гравитационного поля соответствуют разломам, а сами аномалии - блокам. Естественно, что гравитационные ступени не могут быть резкими. Изменение мощности от одного блока к другому происходит постепенно, а не скачками в зонах сочленения. Для зон сочленений блоков общим признаком является различие в характере физических полей по обе стороны разлома. Это связано с различными возрастом блоков и условиями их развития, что обусловило неодинаковый состав пород в блоках и их строение.

Например, в пределах Украинского щита гравитационные максимумы чаще всего приурочены к наиболее древним породам и, естественно, к наиболее древним блокам. Возраст пород и блоков определялся методами абсолютной геохронологии. Основной вывод из сказанного такой: чем древнее породы, тем выше их плотность и ниже степень гранитизации. К.Ф.Тяпкин, В.Д.Харитонов определили общие черты гравитационного поля над глубинными и региональными разломами Украинского щита. Они сводятся к следующему: а) в региональном плане гравитационные ступени имеют большую протяженность (до 100 км) и пересекаются нередко под углом 80-90°; б) часто разломы определяют линии смены характера гравитационного поля или серию полосовых аномалий; в) разломы такого заложения отражаются в виде относительных минимумов силы тяжести.

Все же характер проявления гравитационных аномалий над разломами, отделяющими блоки Украинского щита, довольно разнообразный и зависит от строения разлома, наличия в нем дайковых тел, интенсивности дробления и разуплотнения пород, а также степени гранитизации и метасоматической переработки пород.

Наиболее интенсивные гравитационные ступени связаны с разломами, ограничивающими самые древние по возрасту блоки. Часто на гравитационных картах устанавливаются залеченные разломы или те, которые не отмечаются как тектонические сооружения на древней поверхности, но влияют на развитие верхней части земной коры. Отражение их на поверхности может быть косвенным.

В пределах Украинского щита границы древних блоков по-разному проявляются в гравитационном поле. Иногда в виде четких полос, вытянутых по простиранию зоны тектонического нарушения (Сущано-Пержанская зона), часто разной перемежаемостью положительных и отрицательных значений (Андрушевский, Верхнебужский, Девладовский, Центральный разломы). Очень сложно гравитационное поле над синклинальными трогами, унаследовавшими глубинные раз-

ломы. Речь идет о Брусиловско-Залесской, Тальновской, Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской зонах. Сдвиги фиксируются смещением максимумов силы тяжести и расположением их под острым углом к простиранию смесителя. Это отмечается в зонах Верхнебужского, Криворожско-Кременчугского и Тетеревского разломов. Для определения степени среза блоков докембрийского фундамента важно знать глубину проникновения разломов в консолидированную кору и глубже в мантию. Известно, что глубина границ между блоками в гравитационном поле отражается в величине градиента и амплитуде гравитационной ступени. Часто наблюдается такая закономерность – чем выше градиент и меньше амплитуда гравитационной ступени, тем ближе к поверхности находится разлом и меньше его глубина.

Карта магнитного поля также отражает складчато-блоковое строение Украинского щита и фиксирует глубинные разломы на границах блоков. Для Украинского щита характерны аномалии со значениями 300-500 γ изометрической и неправильной форм. Линейные системы аномалий приурочиваются к границам блоков, глубинным разломам и троговым синклиналям.

Сопоставляя физические параметры пород магнитного поля с таковыми структурных зон Украинского щита, можно сделать вывод о том, что магнитоактивные массы соответствуют главным образом магматическим метаморфизованным образованиям основного и ультраосновного составов, а также железистым кварцитам и кварц-магнетитовым породам. Распространение магнитоактивных пород связано с глубинными разломами, приразломными шовными синклиналями, трогами и прогибами, а также с зонами дробления и переработки земной коры. Эти породы залегают часто в основании разреза, иногда образуют дайки, жилы и покровы. Представлены интрузивными, эффузивными и эффузивно-осадочными метаморфизованными образованиями. Значительная часть магнитоактивных тел находится глубже поверхности кристаллического фундамента. Часто верхняя кромка их залегает на глубине 3-5 км, и потому многие скважины, пробуренные на магнитных аномалиях, не вскрыли пород с высокой магнитной восприимчивостью.

Так как все магнитоактивные породы практически залегают в крупных зонах дробления раннедокембрийского фундамента, в трогах, глубинных разломах и прогибах, то имеется возможность по магнитному полю выделить в пределах щита названные структуры.

Над ними магнитные аномалии группируются в мозаичные, реже линейные системы; последние чередуются со столь же обширными зонами слабо возмущенного, часто отрицательного поля. Общей чертой магнитных систем является их субмеридиональное простирание, мозаичное строение и резкие границы перепада между аномальными и нормальными полосами.

Аномальные системы хорошо совпадают с зонами преимущественного развития метаморфизованных вулканогенных пород, показанных на геологических картах Украинского щита. Всего насчитывается пять аномальных зон – Осницкая, Белоцерковская (сюда входят Среднее Побужье и бассейны Горного и Гнилого Тикичей), Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и Приазовская, – разделенных тремя участками слабо возмущенного поля. Глубинные и региональные разломы, а также контактные зоны в магнитном поле фиксируются в виде линий смены характера последнего, цепочек локальных аномалий, часто секущих основное простирание, изменения простирания аномальных зон, деформации изолиний и т.п. Основным признаком разломов в магнитном поле является сочленение разнохарактерных по рисунку и часто по знаку полей, которые соответствуют блокам, эродированным на различных уровнях.

Тальновско-Бугский, Брусиловский, Криворожско-Кременчугский, Джурин-Немировский разломы совпадают с границами равнозначных магнитных полей.

По расположению магнитных аномалий относительно Криворожско-Кременчугского разлома хорошо прослеживаются сдвиги.

Итак, основной фон физического поля Украинского щита обусловливается верхним слоем земной коры. Чем тоньше этот слой, тем интенсивнее магнитное и гравитационное поля, больше возраст и основность пород, ниже уровень среза и меньше гранитов, мигматитов, а также других пород, генетически связанных с процессами ультраметаморфизма и гранитизации. Обычно это области выхода на поверхность раннедокембрийских пород кристаллического фундамента, составляющих жесткие глыбы и блоки, которые состоят из пироксенплагиоклазовых гнейсов, сланцев, чарнокитов, габбро-норитов, пироксенитов и перидотитов. Зоны линейных аномалий часто образуют пояса, или полосы, и отделяют жесткие ядра от прогибов. Они приурочены к глубинным разломам и имеют пестрый набор пород.

К жестким глыбам часто вприты примыкают более высоко срезанные участки. Это обычно частично переработанные края глыб или же погруженные блоки, имеющие двухъярусное строение. Такие участки обусловливают повышенное значение силы тяжести, выражающееся в крупных региональных максимумах, разделенных гравитационными минимумами. Региональное поле слабо дифференцировано.

На фоне спокойного поля выделяются отдельные локальные аномалии, вызванные небольшими по размерам телами раннедокембрийских пород: чарнокитов, гнейсов, пироксенитов. Преобладают здесь мигматиты. Более молодые граниты приурочиваются к разломам и часто секут мигматиты и породы субстрата. Образно выражаясь, эти участки Украинского щита напоминают собой разновозрастный конгломерат, сцементированный мигматитами.

Над протерозойскими прогибами, заполняющими пространство между жесткими глыбами и их склонами, гравитационное поле спокойное, магнитность слабая, локальных аномалий практически нет. Магнитное поле в большинстве случаев слабо дифференцированное, отрицательное, реже возмущенное локальными аномалиями, вызванными наличием амфиболовых гнейсов. Интенсивность аномалий 200-600γ. Преобладают здесь граниты и мигматиты так называемого кировоградско-житомирского комплекса, а также биотитовые гнейсы. Амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы чаще всего располагаются в нижней части разрезов, а в случае выведения их на поверхность щита они определяют дифференцированное магнитное поле.

Как видим, геофизические данные подтверждают факт постепенного разрастания гранитного слоя земной коры в пределах Украинского щита, указывают на существенную переработку внутренней его структуры и на изменение вещественного состава его пород от ультраосновных и основных к более кислым. Особенно отчетливо в физических полях проявляется вертикальная раздробленность щита на отдельные блоки и дифференцированность движений в межблоковых полостях - разломах. Четко устанавливается затухание тектонической активности в пределах разломных зон в связи с консолидацией щита и превращением его в стабильную платформу. Устанавливается зависимость глубины эрозионного среза блоков от их положения в структуре. Наиболее низкий срез присущ самым древним жестким консолидированным глыбам. Улавливаются в физическом поле общие контуры древних раннедокембрийских блоков со специфической внутренней складчатостью и заметна роль, которую играют эти блоки в размещении и формировании протерозойских структур.

Кроме того, в развитии щита отмечается последовательная смена зон тектонического развития - чем древнее структуры и блоки, тем активнее они реагируют на новые тектонические движения, но уже как участки жесткой земной коры.

По чисто геологическим данным докембрийские блоки и разделяющие их разломы отличаются друг от друга набором формаций, степенью метаморфизма, условиями формирования. Так, например, в конце среднего протерозоя почти по всей территории Украинского щита, включая приазовскую часть, существовал режим нестабильной платформы. В надразломных синклинальных трогах субмеридионального простирания, имеющих вид полузамкнутых бассейнов лагунного характера, накапливались мощные толщи специфических углисто-карбонатных и карбонатных пород ингулецкой и тетеревской серий. Очень быстро изменялось положение береговых линий, что вызвало пестрое переслаивание карбонатных пород с груботерригенными осадками, песчано-глинистыми отложениями и органогенным материалом. Эти отложения легко параллелизуются с карбонатными породами онежской свиты в Балтийском щите.

Весьма широко развиты карбонатные породы с графитом в пределах Канадского (серия Гренвилл) и Южно-Африканского (система Трансвааль) щитов. Разрез серии Гренвилл весьма близок к разрезу ингулецкой серии Криворожско-Кременчугского синклинория и Западно-Ингулецкого прогиба, а также Брусиловского трога. Абсолютный возраст этих образований 1700-1900 млн.лет. Этот период относится к числу последних в истории геологического развития синклинальных трогов и шовных структур, связанных с глубинными разломами. Под влиянием более поздних тектонических движений осадочно-вулканогенные образования троговых структур были собраны в спокойные линейные складки. Все же есть основания утверждать, что глубинные разломы, которые выражены формационным комплексом пород и руд, не являются теми ослабленными зонами земной коры, по которым происходили весьма значительные вертикальные и горизонтальные перемещения блоков фундамента (на десятки километров) Пока очень трудно доказать, что блоки докембрийского основания Украины после их консолидации подвергались интенсивному срезу на различных уровнях из-за значительных вертикальных перемещений по глубинным разломам. В пользу этого свидетельствует и возраст пород в пределах Украинского щита, который последовательно изменяется не столько по вертикали, сколько по горизонтали.

Уже в начале позднего протерозоя (1500 – 1700 млн.лет) Украинский щит представлял собой жесткую, сильно эродированную платформенную структуру, реагирующую на все тектонические движения активизацией древних и появлением новых разломов. Начиная с этого периода, особенно интенсивно развивается диагональная система, образование которой не сопровождается колебательными движениями и накоплением осадочно-вулканогенных пород. Это были всего лишь ослабленные участки земной коры, в которые внедрялись подкоровые расплавы и по ним проникали вверх метасоматические растворы. Этими позднепротерозойскими разломами контролируются тела габбро-перидотитов (Девладовский разлом), а также метасоматиты, сиенит-монцониты, меланократовые сиениты, биотитовые сиениты (Пержанский разлом), зоны милонитизации, катаклаза и повышенной трещиноватости. В крупных зонах растяжения появились в это время внутриплатформенные впадины типа Овручской синклинали.

Самые древние блоки Украинского щита, начиная с позднего и даже среднего протерозоя, представляли собой стабильные жесткие ядра. Они, безусловно, меньше подвергались денудации, чем протерозойские структуры, и сохранили до настоящего времени следы переработки раннедокембрийских пород процессами протерозойского экзогенеза. Поверхности таких блоков были мишенью для падающих крупных метеоритных тел. В результате возникали образования ударного метаморфизма (аутигенные и аллогенные брекчии, импактиты), а также ударные и взрывные структуры (метеоритные кратеры).

В условиях экзогенеза формировались вторичные метасоматические образования и пеликаниты. Эти вторичные породы и продукты бомбардировки межпланетными телами древних устойчивых областей континентов до недавнего времени считались эндогенными образованиями и учитывались геологами при трассировании глубинных и региональных разломов. Так картировались разломы по двум-трем выходам брекчированных пород, по вулканитам (импактитам) и зонам повышенного дробления, а также по отрицательным магнитным и гравитационным аномалиям изометрической формы. Настало время пересмотреть геологические карты Украинского щита, Воронежского массива и других регионов и убрать с них несуществующие в природе разломы, а подтверждающие их зоны повышенной брекчированности и дробления проверить на наличие признаков ударных деформаций и на выявление следов в породах и минералах ударных нагрузок.

В толще верхнего протерозоя происходило погружение склонов Украинского щита по краевым разломам часто рифейского и палеозойского заложения. Весь щит, начиная с позднего протерозоя, испытывает медленные вертикальные движения, скорость которых различна. Зоны сочленения блоков – наиболее активные участки, а древние блоки – пассивные. За последние 30–50 тыс.лет преобладающий характер движения – поднятие. Многие исследователи связывают данный процесс с изостатическим восстановлением равновесия в земной коре после таяния ледников. Независимо от истинных причин такого поднятия, наблюдается дифференцированное распределение его скорости вдоль краев щита и внутри блоков. Склоны щита опускаются медленно, но неравномерно. Установлена прямая зависимость скорости опускания склонов фундамента в пределах западной и северо-западной частей щита от возраста пород. Блоки, состоящие из древних архейских пород (чарнокитов, чудново-бердичевских гранитов, гранодиоритов, пироксен-плагиоклазовых гнейсов), более консервативны в своих движениях. Они образуют горсты в фундаменте склонов Украинского щита, Волыно-Подольской плиты и Днепровско-Донецкой впадины. Эта закономерность распространяется и на блоки, сложенные породами осницкого комплекса, так как среднепротерозойская Осницкая протогеосинклиналь имеет двухъярусное строение, и верхний ее структурный этаж развивается на жестком архейском основании, местами унаследуя его тектонический план.

Все блоки ранне- и среднепротерозойского возраста тектонически более активны. За пределами Украинского щита они имеют большую скорость опускания, а в его пределах – воздымания, чем архейские блоки. Это весьма важно для понимания механизма формирования поверхностных структур щита и установления степени эродированности его отдельных блоков. Однако и более, и менее интенсивные поднятия или опускания блоков по межблоковым тектоническим зонам или глубинным разломам не вызывали многокилометровых перемещений по вертикали относительно друг друга. Пока нет никаких доказательств того, что различные блоки докембрийского фундамента Украинского щита уже после его консолидации срезаны на различных эрозионных уровнях из-за вертикальных перемещений по глубинным разломам. Перемещения блоков как по вертикали, так и по горизонтали, начиная со среднего протерозоя, были мало значительными и происходили на фоне общего колебания всего фундамента Восточно-Европейской платформы, в том числе и Украинского

щита. Возраст блоков и структур не зависит от степени их денудации. Молодые складчатые зоны Украинского щита ввиду их большой тектонической активности сденудированы глубже за последних 2 млрд.лет, чем древние неподвижные блоки, составляющие основу срединных массивов, имеющих плоскую поверхность.

К началу позднего протерозоя Украинский щит представлял собой конгломерат из разновозрастных блоков, сцементированных гранитами в единую жесткую глыбу, срезанную процессами эрозии до уровня пенеплена. Это подтверждается глубоко эродированной поверхностью Коростенского блока под породами овручской серии возрастом 1200-1300 млн.лет.

Овручская моноклинальная структура закладывалась на уже срезанном до ровной пластины Коростенском массиве. Разница в возрасте между этими двумя структурами соответствует примерно 300 млн.лет. Расчеты показывают, что Коростенский блок за 1 млн. лет срезался в среднем на 5-7 м. Такая скорость среза, по-видимому, была характерной и для других еще молодых в то время протерозойских структур. Что касается архейских жестких глыб, то скорость их среза в конце среднего и начале позднего протерозоя была незначительной, а во многих случаях нулевой. Несомненно, что на плоскую поверхность архейского фундамента падали из межпланетного пространства крупные метеориты, образуя кратеры различных размеров, а также формировались другие структуры экзогенного происхождения. Так как поверхность протерозойских блоков интенсивнее срезалась эрозией, чем архейских, то эти структуры уничтожены до глубоких корней.

В предбайкальскую эпоху, в период заложения Овручской структуры и появления первых впадин, определивших в дальнейшем рифейские авлакогены на западе и в Днепровско-Донецкой впадине на востоке Украины, вся юго-западная часть фундамента Восточно-Европейской платформы испытывала максимальное растяжение и в связи с этим сравнительно интенсивное проседание некоторых участков. Эта область земной коры смещалась в северо-восточном направлении, расширяясь и захватывая большую по площади территорию. Консолидированные еще в раннем архее древние ядра Украинского щита - Побужье и Среднее Приднепровье, прошедшие через нуклеарную стадию развития земной коры, уходящие глубокими корнями в базальтовый слой и составляя с ним единое жесткое основание, оказывали сопротивление силам растяжения. Они остались практически не-

нарушенными и связали собой часть фундамента в единую структуру — Украинский щит. Зато более молодые участки платформы за пределами щита, сложенные менее гранитизированными породами, не будучи спаянными гранитами в единые жесткие глыбы, были в тот период раздроблены на мелкие блоки, растянуты на некоторые расстояния друг от друга, смещены и часто опущены на глубины. В тот период под действием вращательных сил, направленных против часовой стрелки, был повернут на 35-40° весь Воронежский массив, образовался Центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины, на 7° повернулась к западу Волыно-Подольская плита. Наметился отход Приазовского массива к юго-востоку от границы щита: начали вырисовываться первые контуры Азовского моря.

Украинский щит по всей площади испытывал опускание. Более активные зоны опускались интенсивнее. Особенно это заметно в зонах глубинных разломов и молодых протоплатформенных прогибах. В связи с растяжением фундамента вдоль длинной оси Украинского щита на протяжении более 1000 км с юго-востока на северо-запад возникла зона повышенной активности тектонических движений и полной переработки пород и структур нижнего, раннедокембрийского этажа. Она тянется от Шепетовки на западе до пос.Волновахи на востоке и примерно совпадает по простиранию с центральной продольной осью щита. Зона простирается параллельно Центральному грабену Днепровско-Донецкого авлакогена, но смещена от него далеко на юго-запад. Можно также предположить, что описываемая структура в начале позднего протерозоя напоминала собой рифтовую зону с заметным опусканием дна и проявлением вулканической деятельности. Не исключено, что заложение этой сквозной структуры относится еще к концу раннего протерозоя. Неоднократные проявления магматизма, гранитизации, регионального и локального метаморфизма, а также горизонтальных и часто отрицательных по знаку вертикальных перемещений отдельных блоков щита очень усложнили структуру зоны. Сейчас трудно точно определить возраст ее заложения и количество фаз развития.

К этой сквозной магмаконтролирующей зоне приурочиваются весьма разновозрастные структуры: Конкско-Ялынская впадина, Девладовский разлом с дайками ультраосновных пород и днепровских гранитов, Корсунь-Новомиргородский плутон, Верхнебужский разлом с телами амфиболитизированных диабазов, а также Шепетовский массив гранитов и гранодиоритов. Возможно, структура эта выхо-

дит далеко за пределы щита на северо-запад и юго-восток и проявляется в осадочном чехле.

Ввиду того что площадь, занимаемая Центральной зоной, долгое время находилась ниже уровня эрозионного среза Украинского щита, здесь могли сохраниться следы падений крупных космических тел. Кстати, Ильинецкая и другие структуры ударного происхождения находятся в контуре Центральной тектонической зоны. Ширина этой зоны колеблется в пределах 5-50 км. В архейских породах зона прослеживается очень слабо, по ширине едва достигая 5 км. Выражена только повышенным проявлением в породах катаклаза и милонитизации, а также наличием даек базальтов и диабазов, которые на участках пересечения зоны с глубинными разломами субмеридионального простирания образуют скопления типа роев.

На протерозойские блоки зона накладывается в виде широкой полосы, достигающей десятки километров. К началу байкальского орогенеза на Украинский щит оказывала давление Волыно-Подольская плита, западная и юго-западная части которой быстро погружались. Восточная часть плиты, примыкающая к западному склону щита, частично поднималась или оставалась на одном уровне. Фундамент Волыно-Подольской плиты испытывал в тот период вращение вокруг своей главной оси, лежащей в горизонтальной плоскости. Это привело к возникновению сжатия почти на всей территории щита и поднятие его западной части. Вся юго-западная, западная и даже южная части щита вплоть до Криворожского железорудного бассейна на протяжении более 0,7 млрд. лет испытывали не только поднятие, но и коробление, а также подвертывание слоев земной коры кверху.

Такие движения продолжались до середины кайнозойского времени. Восточной границей распространения их была описанная выше Центральная тектоническая зона, которая проявлялась как флексурная линия или линия перегиба Украинского щита. Восточнее и юго-восточнее этой линии докембрийский фундамент не испытывал поднятия и коробления, а находился в состоянии очень медленного опускания. Если бы наша Земля беспрерывно не менялась (современная поверхность ее - лишь временное отражение этого изменения), то Украинский щит сейчас имел бы вид раскрытой книги, правая часть которой (если книгу сориентировать по азимуту 320°) лежала бы горизонтально к поверхности Земли, а левая образовывала с ней угол наклона, равный 15-20°. Линия перегиба книги совпадала бы с простиранием оси Центральной сквозной структурной зоны.

Естественно, что в таких условиях эрозионному срезу подвергалась главным образом западная и юго-западная части, а остальная территория Украинского щита могла сохранить на своей поверхности следы падения крупных космических тел - древние метеоритные кратеры. Не случайно сейчас уже обнаружены на территории Кировоградского блока юсточнее Центральной структуры Болтышский, Зеленогайский, Ротмистровский и Оболонский кратеры. В.Г.Бондарчук (1955) высказал предположение о наличии крупного надвига по линии Шепетовка - Липовец. Анализируя геологические и геофизические материалы, мы пришли к выводу, что как крупных надвигов, так и крупных взбросов и сбросов на территории Украинского щита в протерозое и фанерозое не было. Это относится и к архею. В архее гранитный слой земной коры был еще настолько тонким и не дифференцированным на жесткие глыбы и мобильные зоны, что существование надвигов и глубинных разломов ставится под сомнение. Только отдельные блоки испытали частичное надвигание в Центральной зоне тектонической активности щита.

Вся западная часть Украинского щита в позднем протерозое и палеозое испытывала давление со стороны Волыно-Подольской плиты, деформировалась не как жесткая пластина, а от периферии к центру скорость поднятия уменьшалась скачками. Об этом свидетельствуют следы тектонических подвижек в межблоковых зонах. Различные участки блоков архейского и протерозойского фундаментов поднимались неравномерно, а поэтому и блоки срезались также неравномерно. Значительная часть срезанного материала поступала в Центральную тектоническую зону, а оттуда в Днепровско-Донецкий грабен. Вся делимость и блочность Украинского щита была заложена еще в начале протерозойского времени. Не исключено, что на формировании блоковой структуры этого региона сказалась делимость более глубоких слоев земной коры на этом участке платформы. С первого расчленения щита на блоки и межблочные зоны тектонические движения унаследуют именно эту структуру. Во все геологические эпохи от архея и до кайнозоя щит не испытывал повторной перестройки на блоки и глубинные разломы. Можно считать, что геологическое развитие даже современных блоков Украинского щита унаследовано от более древних. Поэтому развитие каждого блока шло как бы самостоятельно, хотя на нем сказывалась, в первую очередь, тектоническая перестройка щита в целом. На такую перестройку каждый блок реагировал по-разному. Архейские структуры деформирова-

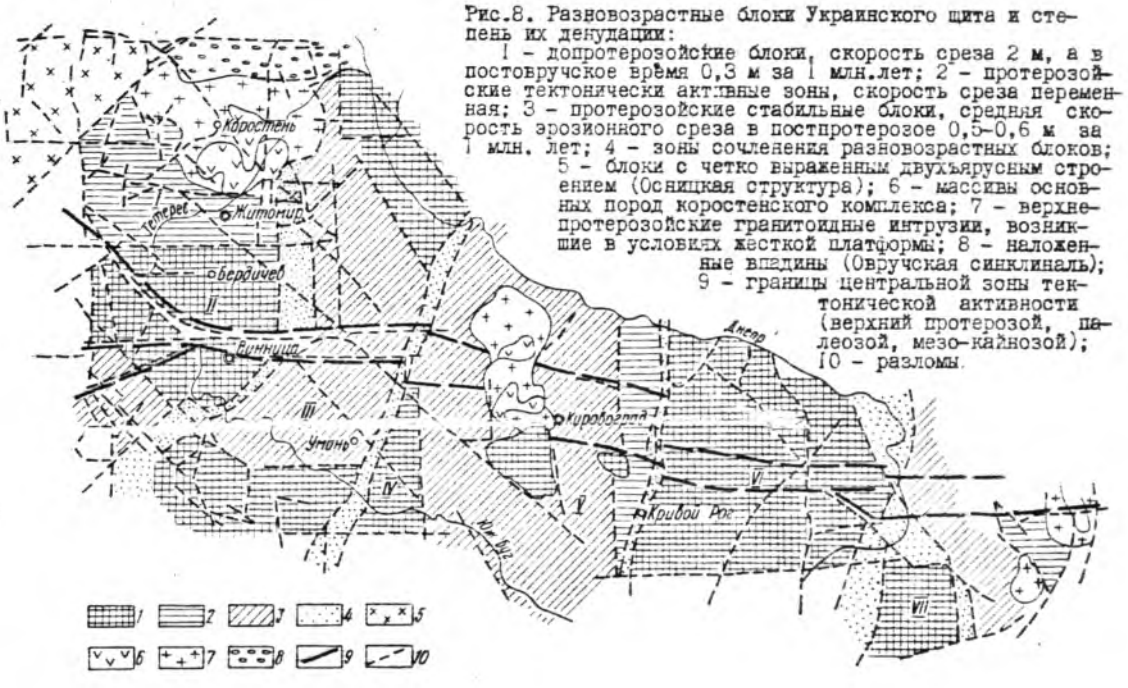


Рис.8. Разновозрастные блоки Украинского щита и степень их денудации:

1 – допротерозойские блоки, скорость среза 2 м, а в постовручское время 0,3 м за 1 млн.лет; 2 – протерозойские тектонически активные зоны, скорость среза переменная; 3 – протерозойские стабильные блоки, средняя скорость эрозионного среза в постпротерозое 0,5–0,6 м за 1 млн. лет; 4 – зоны сочленения разновозрастных блоков; 5 – блоки с четко выраженным двухъярусным строением (Осницкая структура); 6 – массивы основных пород коростенского комплекса; 7 – верхнепротерозойские гранитоидные интрузии, возникшие в условиях жесткой платформы; 8 – наложенные впадины (Овручская синклиналь); 9 – границы центральной зоны тектонической активности (верхний протерозой, палеозой, мезо-кайнозой); 10 – разломы.

Рис.9. Карта рельефа поверхности фундамента Украинского щита (по М.Ф.Бекличу). Линиями показана гипсометрия поверхности кристаллических пород.

лись как жесткие тела, составляющие их породы внутренне меняли текстурный облик. Часто превращались в катаклазиты и милониты. Для протерозойских блоков характерна более пластичная деформация.

Несмотря на общность морфологических особенностей, каждый блок Украинского щита в той или иной степени индивидуален, что обусловлено возрастом и составом слагающих его пород, а отсюда и формирование его поверхности под действием эндогенных и экзогенных геологических процессов происходило индивидуально и неповторимо. Поэтому поиски тех или других структур среди геологических образований, влиявших на формирование верхнего слоя земной коры, должны проводиться для каждого блока в отдельности и разными методами.

Можно считать, что эрозионный срез Украинского щита продолжается и в настоящее время. Более интенсивно срезаются блоки, составляющие западную его часть и прилегающие ближе к Волыно-Подольской плите. Хотя не все блоки денудируются с одинаковой скоростью, современный рельеф докембрийского фундамента в значительной мере унаследует древнюю структуру щита как блоковую, так и складчатую.

Древнейшие на щите блоки, сложенные чарнокитами, гранат-биотитовыми мигматитами и чудново-бердичевскими гранитами, составляют в настоящее время в западной части щита самые высокие точки фундамента. Это связано еще и с тем, что западная часть щита продолжает подыматься в результате давления на нее Волыно-Подольской плиты. Несколько меньшие отметки характерны для Среднеприднепровского и Головановского блоков. Выделяются в рельефе фундамента и протерозойские платформенные интрузии типа коростенской. Слабо метаморфизованные породы овручской серии образуют кряж, возвышающийся над структурами кристаллического щита. Это свидетельствует о том, что эрозионный срез щита в послеовручское время был малоинтенсивным. На основании этого можно считать названные блоки перспективными с возможностью обнаружения здесь метеоритных кратеров возрастом моложе I млн.лет.

Площади развития протерозойских структур еще менее интенсивно срезались, хотя отдельные блоки протерозойского фундамента глубже эродированы уже в конце протерозоя и начале палеозоя. Предполагается, что в данном случае сыграли решающую роль глубинные разломы. Особо выглядят в рельефе межблоковые зоны, глу-

бинные разломы и Центральная сквозная структура (рис.8). Одни разломы сопровождаются четко выраженными пониженными участками в рельефе фундамента, другие - приподнятыми зонами и выступами. В последнем случае играет роль состав пород как самой разломной зоны, так и окружающих ее блоков. Если в межблоковых зонах преобладают метаморфизованные осадочно-вулканические породы, испытавшие в среднем или позднем протерозое динамометаморфизм, тогда разрушение их и вынос материала даже современной речной сетью идет сравнительно интенсивно. Русла древних рек также приурочены к этим ослабленным зонам. В других случаях глубинные разломы залечены гранитной магмой. Интрузии аплит-пегматоидных гранитов цепочками размещаются в этих зонах, цементируя древние блоки, часто сложенные менее плотными раздробленными породами. Последние более интенсивно разрушаются, а молодые разломные интрузии в виде останцов формируют повышенные участки фундамента. Поэтому в разломах, которые часто представляют собой сложно построенные широкие зоны, отмечаются резкие колебания поверхности фундамента, вызванные наличием мелких блоков в этих структурах. В сторону Днепровско-Донецкой впадины фундамент Украинского щита медленно погружается. И только Приазовский массив и зона сочленения щита с Донбассом имеет резко выраженную неровность поверхности кристаллического фундамента.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛЫБ, БЛОКОВ И СТЕПЕНЬ ИХ ПЕНУДИРОВАННОСТИ

Одни блоки Украинского щита, сформировавшиеся еще в допротерозойское время, примерно сохранили свою форму и конфигурации. Другие были раздроблены и переработаны протерозойскими структурами.

По мере развития тектонических движений в протерозое происходило расчленение раннедокембрийского фундамента и переработка его блоков процессами мигматизации, гранитизации и складкообразования. Уцелели только стабильные жесткие глыбы и некоторые отдельные блоки. В результате изучения состава и размещения метаморфизованных продуктов седиментации, а также фациального изменения вулканогенно-осадочных образований раннего и среднего протерозоя стало возможным определить контуры раннеархейских блоков, установить глубины их погружения и поднятия.

На рис.9 выделяется два очень крупных участка (глыбы) раннедокембрийского фундамента Украинского щита, выведенных на дневную поверхность более 2 млрд.лет назад и подвергшихся бомбардировке самыми древними метеоритными телами. Это Бугско-Подольская и Среднеприднепровская глыбы, которые, как уже отмечалось, занимают центральное положение в структуре Украинского щита. Наряду с общими чертами эти глыбы имеют и существенные различия (табл.5), что заключается в неодинаковом наборе осадочных и эффузивно-магматических формаций, в разном абсолютном возрасте минералов из пород, участвующих в строении глыб. Охарактеризуем эти глыбы.

Б у г с к о - П о д о л ь с к а я г л ы б а в начале протерозоя занимала площадь около 50 тыс.км^2 и имела форму многоугольника, слабо вытянутого в меридиональном направлении, обрамленного разломами и узкими зонами типа шовных синклиналей. Южная граница находилась в Приднестровье и, вероятно, проходила по линии Каменка - Кодыма - Перейма. На севере и северо-востоке Бугско-Подольскую глыбу, по-видимому, можно ограничить линией Тетеревского разлома.

Восточная граница глыбы на протяжении всего протерозоя была четко выраженной и совпадала с троговой синклиналью, примыкающей к Брусиловскому и Джурин-Немировскому разломам. Первый, по классификации А.В.Пейве (1956) и В.Е.Хаина (1963), является "граничным", отделяющим жесткую глыбу от Росинско-Бугского прогиба.

Западная граница Бугско-Подольской глыбы из-за мощного осадочного покрова трудно прослеживается. Судя по характеру магнитного и гравитационного полей, она, возможно, проходит по линии Красилов - Хмельницкий - Ушица.

Юго-восточная часть глыбы в начале протерозоя была раздроблена на ряд блоков. В то время обособились Гайсинский и Тульчинский блоки. Произошло также отчленение северной и северо-восточной частей глыбы путем образования флексур. Появление Верхнебужского и Тетеревского региональных разломов привело к образованию поперечной системы разрывов. В среднем протерозое по этим разрывам интенсивно погружалась северная часть глыбы и обособлялись Бердичевский и Волынский блоки, испытавшие, соответственно, частичную и полную переработку.

Асимметричная форма глыбы и впритык к ней примыкающих блоков теснейшим образом связана с существованием глубинных разломов. Она легко устанавливается по простиранию более молодых протерозойских складчатых зон, окаймляющих жесткие блоки, по коленообразным поворотам крупных складок и накатам поздней складчатости на краевые части глыбы. Часто указанные формы жесткого масси-

Таблица 5

Геологические и геофизические характеристики Среднеприднепровской и Бугско-Подольской раннедокембрийских жестких глыб

Характеристика	Среднеприднепровская	Бугско-Подольская
Породы, составляющие глыбу	Железистые кварциты, амфиболиты, эпидиабазы, сланцы, кварцево-биотитовые песчаники, туффиты, апокератофиры, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы, сланцы амфиболовые, сланцы биотит-ставролитовые и карбонатно-кварц-хлоритовые, кварцевые альбитофиры и кератофиры. Пироксениты, перидотиты, серпентиниты, актинолититы, тремолититы, карбонатно-тальковые породы, гнейсы биотит-плагиоклазовые. Мигматиты серые диоритового и гранодиоритового составов, мигматиты плагиоклазовые, мигматиты плагиоклазовые розовые аплитоидные, плагиограниты	Гнейсы пироксен-плагиоклазовые, иногда с амфиболом. Гнейсы карбонат-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-магнетитовые породы, биотит-пироксен-плагиоклазовые гнейсы, содержащие силлиманит, кордиерит, гранат. Перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро-амфиболиты, габброиды, чарнокиты, гиперстеновые гибридные породы гранитового, диоритового, норитового составов. Гибридные гранат-биотитовые, гиперстеновые породы с кордиеритом (виннициты). Гранат-кордиерит-биотитовые породы (чудново-бердичевские), гибридные амфиболовые породы гранодиоритового, диоритового и габброидного составов (собиты), переработанные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма чарнокиты
Абсолютный возраст пород	Магнетит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, амфиболовые сланцы – 3550–3150 млн.лет (по роговой обманке). Биотит-амфиболовые сланцы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, биотит-гранат-амфиболовые сланцы, серицит-хлорит-кварцевые сланцы – 2900–2520 млн.лет (по роговой обманке и биотиту). Плагиомигматиты, плагиограниты, мигматиты плагиоклаз-микроклиновые; пегматоидные граниты, розовато-серые граниты – 3000–2720 млн. лет (по монациту, цирконы, ортиту). Роговая обманка из роговообманковых мигматитов и гранодиоритов – 2620–3420 млн. лет. Биотиты в группах гранитов и мигматитов Среднего Приднепровья – от 2100 до 2700 млн.лет. Метаморфические породы Базавлукской зоны – 2700–2270 по роговой обманке и 1830–2230 млн.лет по биотиту	Роговая обманка из амфиболитов – 2600 млн.лет. Гранат-биотит-кордиеритовые породы (чудново-бердичевские) – 2100–2300 млн.лет (по монациту). Эти породы моложе чарнокитов. Последние находятся среди них в виде останцов и крупных блоков. Пегматиты, секущие чарнокиты – 2250–2200 млн.лет (по монациту). Возраст чарнокитов не определяется, так как в них не обнаружено акцессорных монацитов и цирконов, а гиперстены не содержат калия. Чарнокиты древнее амфиболитов, поскольку в ряде случаев амфиболы развиваются по пироксенам. Розовые пегматоидные граниты, секущие чарнокиты, – 2100–2300 млн.лет (по монациту). Предположительный возраст чарнокитов 2500–3000 млн.лет
Складчатые формы	Гнейсо-мигматитовые купола и межкупольные синклинали. Размеры куполов 30–50 км в поперечнике. В плане это почти округлые складки, сложенные преимущественно плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми мигматитами в сводовой части и толщами метаморфических пород по периферии. Средняя и мелкая складчатость развита на крыльях синклинальных структур. Это типичные инфраструктуры Кранка (1957), гранитные диапиры Вегманна (1953) и структуры всплывания В.В.Белоусова (1962)	Куполовидные складки, купола и валы, облекаемые межкупольными синклиналями. В сводах куполов залегают преимущественно чарнокиты и граниты аплит-пегматоидные, в которых нет следов течения вещества. Часть куполов представляет обработанные более молодой складчатостью крупные массивы чарнокитов; обычно такого рода структуры расположены в краевой части глыбы. Мелкие складки развиваются в межкупольных антиклиналях и генетически связаны с мигматитами, розовыми аплитоидными гранитами, а также гнейсами с послойно распределенным жильным материалом. Размеры куполов 10–30 км в поперечнике
Разломы	Глубинные ограничивают глыбу (краевые швы). Из внутриглыбовых преобладают локальные субширотные и субмеридиональные. Прослеживаются единичные региональные разломы. С разломами связаны породы дайковой формации	С востока и юга глыба ограничена межглыбовыми глубинными разломами субмеридионального и субширотного простираний. Региональные разломы относятся преимущественно к диагональной системе. Локальные являются оперением региональных. В пределах разломов широко развиты продукты дислокационного метаморфизма

Продолж. табл.5

Характеристика	Среднеприднепровская	Бугско-Подольская
Поле плотности пород	На фоне интенсивного поля выделяются несколько крупных максимумов, приуроченных к межкупольным синклинальным структурам. Узких линейных минимумов здесь практически нет	Поле высокой интенсивности. В целом вытянут как крупный, изометрической формы, максимум, несколько вытянутый в северо-восточном направлении. Максимум разделен на отдельные аномалии узкими линейными минимумами, вызванными региональными протерозойскими разломами
Магнитное поле	Поле низкой интенсивности, четко дифференцированное, с большим количеством беспорядочно расположенных мелких аномалий - положительных и отрицательных. Обычно аномалии изометрической формы. Интенсивность их колеблется в пределах от -300 до +600 γ. Над железистыми кварцитами аномалии имеют линейную форму и высокие значения	Поле относительно спокойное и слабо дифференцированное. На общем фоне отрицательного знака выделяются небольшие слабо интенсивные положительные аномалии изометрической формы, обычно они расположены группами, концентрируясь вокруг явно выраженной в магнитном поле куполовидной структуры. Краевые части глыбы характеризуются более интенсивным магнитным полем, осложненным линейно-вытянутыми положительными аномалиями
Трещиноватость пород	Нет четко выраженных систем трещин, а также региональных зон дробления. Частое переплетение трещин, связанных со складчатостью, с системами эпигенетических трещин затушевывает выделение характерных систем трещин. В целом трещиноватость пород повышенная. Расстояние между трещинами одной системы, как правило, незначительное	Системы трещин выражены четче. Имеются зоны регионального дробления пород. Простирание зон северо-восточное и субширотное. Трещины эпигенетические, примыкают к зонам разломов. Трещины общего плана деформации увязываются с простираниями и падениями пород в куполовидных структурах. Расстояние между трещинами, принадлежащими одной системе, незначительное

ва четко фиксируются по структурным несогласиям, различным метаморфическим фациям пород и другим признакам, свидетельствующим о существовании фундамента более ранней консолидации.

Раннедокембрийские образования, составляющие древнюю Бугско-Подольскую глыбу, с севера окаймляются широким полем биотитовых, биотит-плагиоклазовых и гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов, часто с кордиеритом и силлиманитом. Пространственно и, повидимому, генетически с гнейсами связаны равномернозернистые и порфировидные микроклиновые граниты, так называемые житомирские и коростышевские. Они не образуют крупных массивов, залегают в виде разобщенных тел штокообразной формы и незначительных размеров. С равномернозернистыми серыми гранитами житомирского типа тесно ассоциируют розовые аплит-пегматоидные граниты.

Гнейсы и граниты житомирского типа - более молодые образования относительно пород Бугско-Подольской глыбы и особенно чудново-бердичевских гранитов, с которыми они стыкуются. В верховьях р.Тетерева житомирские граниты образуют извилистый контакт с чудново-бердичевскими. В истоках р.Гуйвы они клинообразно заходят в глубь области развития более древних пород, пересекая их почти под прямым углом. В приконтактовых зонах гранатовые мигматиты и бердичевские граниты рвутся жилами серых мелкозернистых гранитов. Что касается возраста биотит-плагиоклазовых и других гнейсов, то по представлению Ю.И.Половинкиной (1967), они моложе всех других гнейсов этого района и располагаются на размытой поверхности более ранних свит и пород с явным угловым несогласием. В основании толщи этих гнейсов обнаружены метаморфизованные конгломератоподобные образования (Стрыгин и др., 1964). Более молодой возраст гнейсов, мигматитов и гранитов бассейна р.Тетерева подтверждается морфологией складок. Если породы жесткого ядра собраны преимущественно в куполовидные складки, то примыкающие к глыбе с севера и северо-запада гнейсы и граниты образуют крупный так называемый Тетеревский прогиб субширотного простирания. Западная часть прогиба имеет северо-восточное простирание, чем она повторяет контур глыбы. Внутренняя структура прогиба характеризуется линейными складками северо-западного простирания.

Северо-восточная и восточная границы глыбы носят тектонический характер и совпадают с крупными глубинными разломами Джурин-Немировским и Брусиловским (рис.10) - граничными, отделяющи-

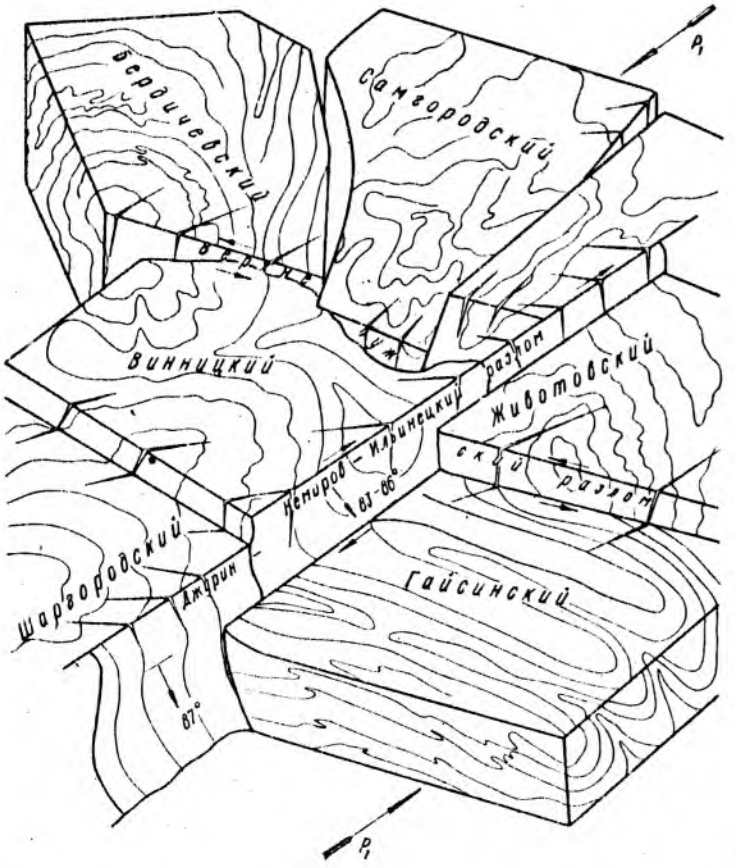


Рис.10. Схема блокового строения западной части Украинского щита.

ми описываемую древнюю структуру от Росинско-Бугского прогиба (Белоцерковско-Одесской ветви, по Г.И.Каляеву). Здесь в приразломных зонах накапливались протерозойские отложения, представленные амфиболитами, пироксенитами, карбонатными породами, амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, равномернозернистыми гранитами житомирского типа, которые по вещественному составу и степени метаморфических преобразований резко отличались от раннедокембрийских пород. В приразломных зонах преобладает линейная складчатость субмеридионального простирания.

По геологическим и структурным данным хорошо прослеживается и южная граница глыбы, совпадающая с зоной сочленения пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Наряду с геологическими данными, Бугско-Подольская глыба хорошо выделяется в гравитационном и магнитном полях. Эта структура определяется и по высоким значениям абсолютного возраста, полученным для роговых обманок, акцессорных минералов и биотита из пород подольского чарнокитового комплекса.

Ко внутриглыбовым разломам и примыкающим к ним зонам регрессивного метаморфизма часто приурочены более молодые граниты, пегматиты, мигматиты и даже амфиболиты. Обычно акцессорные минералы этих пород характеризуются более низким значением абсолютного возраста, отвечающим времени наложения более молодого метаморфизма.

Среднеприднепровская глыба существенно не была изменена в протерозойское время. Переработка раннедокембрийских пород происходила только в узких внутриглыбовых зонах и краевых частях глыбы. Раздробление западной части глыбы в период заложения Криворожско-Кременчугской троговой синклинали, примыкающей к глубинному разлому, было весьма интенсивным, но незначительным по площади.

В начале протерозоя от восточной части глыбы отчленились Салтычанский (Западное Приазовье) и Волчанский блоки, а также несколько мелких блоков типа Гуляйпольского. После этого описываемая глыба приобрела форму, напоминающую прямоугольник со сглаженными углами. После очень длительной переработки блоки приняли такую форму, поскольку она механически наиболее устойчива. Видимо, в зонах с многочисленными контрастными проявлениями тектогенеза блоки могут иметь форму куба. Кристаллический фундамент Донецкого бассейна, по И.А.Майдановичу (1970), сложен блоками кубической формы. Согласно представлениям этого исследователя, исходным параметром, определяющим основные размеры изометрических блоков, является мощность земной коры данного региона. Таким образом, намечается определенная зависимость между мощностью земной коры и густотой сети региональных глубинных разломов: расстояние между ближайшими из них примерно соответствует мощности

земной коры в данном районе. Эта зависимость может быть использована в качестве косвенного признака при определении глубинных разломов и мощности земной коры.

С запада Среднеприднепровская глыба оконтуривается Криворожско-Кременчугской синклиналью - восточной границей развития среднепротерозойской складчатости центральной части Украинского щита. Это зона стыка разновозрастных блоков, сложенных различными породами, участвующими в строении характерной для каждого блока складчатости, которая формировалась при различных тектонических режимах. Более древний возраст пород и структур Среднеприднепровской глыбы по сравнению с породами криворожской серии не вызывает сомнения у исследователей.

Известно, что нижняя криворожская аркозо-филлитовая свита залегает несогласно на складчатых структурах саксаганской метабазитовой серии, а на некоторых участках конгломераты нижней свиты лежат прямо на раздробленной поверхности Среднеприднепровской глыбы. Кроме того, в подошве криворожской серии обнаружены валуны саксаганских гранитов (судя по минеральному составу) Среднеприднепровской глыбы. Небольшие по размерам блоки, сложенные амфиболитами конкско-верховцевской серии, которые, по данным абсолютного возраста, являются древнейшими образованиями Украинского щита, обнаружены западнее Криворожско-Кременчугской полосы. Они залегают часто в виде останцов и глыб среди пород ингулецкой (верхней криворожской - сланцевой) серии. Абсолютный возраст пород этой серии, по данным А.И.Тугаринова (1963), равен 1700 - 1850 млн.лет. Породы ингулецкой серии не распространяются восточнее Криворожско-Кременчугской синклинальной зоны. Они перекрывают криворожскую серию пород и составляют многокилометровые толщи к западу от нее.

Восточной границей Среднеприднепровской глыбы является Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона.

Среднеприднепровская глыба за пределами Украинского щита резко погружается под осадочные толщи (на севере - Днепровско-Донецкой, на юге - Причерноморской впадин), где продолжение структурных элементов ее фиксируется по магнитным и гравитационным аномалиям.

На поверхность Бугско-Подольской глыбы на протяжении 2 млрд. лет могло упасть порядка 100 крупных метеоритных тел, образовавших кратеры диаметром более 1 км. Большая часть этого количества

метеоритных кратеров должна была образоваться в конце раннего и начале среднего протерозоя, т.е. в постархейское время. В тот период земная кора была сравнительно тонкой, кроме того глыба подверглась тектонической переработке в протерозойское время. Отсюда вывод, что структуры наиболее крупных метеоритных кратеров раннего протерозоя, образовавшиеся на поверхности Бугско-Подольской глыбы, могли быть использованы при внедрении протерозойских гранитов. Такой генезис можно предположить для известных куполовидных структур Побужья - Шаргородской, Литинской, Липовецкой и др. Хотя многие считают, что связь между внедрением магмы и взрывом метеорита является дискуссионной, но в те далекие эпохи это было вполне возможным.

Метеоритные кратеры среднепротерозойского возраста на описываемой территории можно считать в основном оденудированными эрозией. Это был период еще сравнительно активного проявления тектонических движений на территории Бугско-Подольской глыбы. Формировались протерозойские впадины и зоны повышенной трещиноватости, шла переработка древнего структурного этажа более молодой протерозойской складчатостью. Завершались процессы становления глубинных разломов и примыкающих к ним троговых синклиналей. Можно считать, что сохранились следы от падения метеоритных кратеров, а также сами кратеры только позднепротерозойского времени, точнее, постовручского периода.

Выше уже отмечалось, что в тот период только западная кромка Украинского щита более или менее интенсивно подымалась. Отсюда можно сделать вывод, что астроблемы позднепротерозойского и палеозойского возрастов могут быть обнаружены главным образом на территории северо-восточной и восточной частей Бугско-Подольской глыбы, а также Центральной тектонической зоны.

Вся западная часть глыбы может нести на своей поверхности только глубокие корни эродированных позднепротерозойских и палеозойских метеоритных кратеров. Срезы могли достигнуть нижних границ линз аутигенных брекчий.

Территория западной части Бугско-Подольской глыбы, которая более глубоко денудирована, охватывает районы Приднестровья, бассейна р.Случи, возможно, часть верхнего Побужья (район г.Хмельницкого).

Метеоритных кратеров мезо-кайнозойского времени лишены главным образом склоны глыб и присклоновые части, перекрытые отложе-

нилями мелового и сарматского времен. В тот период интенсивно смывались коры выветривания архейских пород. Остальная поверхность жесткой глыбы слабо подвергалась эрозии. Здесь могли сохраниться все образовавшиеся метеоритные кратеры.

Количество упавших метеоритов на территорию Среднего Приднепровья в архее и в начале нижнего протерозоя трудно определить. Возможно с таким падением связано формирование зеленокаменных ядер и синклинальных структур - Конкской, Верховцевской, Сурской, Чертомлыкской. Уже в нижнем протерозое Среднеприднепровская глыба существовала в виде срединного массива и подвергалась интенсивному эрозионному срезу. За счет разрушения основных и ультраосновных пород могли накопиться в Криворожско-Кременчугском и Орехово-Павлоградском трогах мощные толщи осадков с высоким содержанием железистых минералов, превращенных в результате метаморфизма в железо-кремнистые породы. После формирования массивов токовских гранитов и их аналогов глыба практически испытывала очень медленное поднятие и денудировалась в среднем примерно на 0,3-0,5 м за I млн.лет. Начиная со среднего (2000 млн.лет) и до середины позднего протерозоя Среднеприднепровская структура практически не испытывала никаких тектонических подвижек. За эти 800 млн.лет могли быть срезаны полностью только метеоритные кратеры диаметром меньше 2 км. До аутигенных брекчий и слоя массивных импактитов сденудировались кратеры диаметром 3 - 5 км. Зювитовые брекчии оставались в кратерах диаметром более 5 км несрезанными.

В начале рифея происходит резкое опускание глыбы; срез практически полностью прекращается. В герцинский тектоорогенез опять поверхность глыбы срезается интенсивнее, кратеры диаметром до I км и даже больше полностью срезаются. Сильно эродируются верхнепротерозойские ударные и взрывные структуры. Следы ударов могли остаться только от структур диаметром больше 5 км.

В мезо-кайнозойское время в Среднем Приднепровье были условия стабильной платформы. Все метеоритные кратеры этого возраста должны были сохраниться полностью до настоящего времени. В пределах Среднеприднепровской структуры могли сохраниться почти полностью под отложениями осадочного покрова третичного и четвертичного времени мезо- и кайнозойские взрывные структуры, а также следы древних верхнепротерозойских и палеозойских взрывов, образовавших кратеры диаметром более 10 км.

Голованевский блок в начале протерозоя представлял собой раздробленную, ромбовидной формы структуру, вытянутую в меридиональном направлении. С запада блок ограничен Тальновско-Бугским глубинным разломом, проходящим по линии Лысянка - Тальное - Ульяновка - Любашовка. Восточная граница его точно не установлена. Она совпадает с линией Звенигородка - Кальниболото - Помошная - Еланец. На протяжении всей истории развития Украинского щита этот блок представлял собой обособленную структуру, реагировавшую на все тектонические движения как относительно устойчивый, но очень раздробленный участок земной коры. В общем плане раннедокембрийской структуры щита он занимал положение южного обрамления Росинско-Бугского прогиба. Высокая интенсивность тектонических движений в пределах прогиба, а также их дифференцированность, несомненно, сказались на его геологическом развитии. Он больше других раздроблен на мелкие участки ромбовидной и параллелепипедальной формы, вытянутые в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Форма и размеры этих участков теснейшим образом связаны с локальными разломами. Последние в виде оперений отходят от Тальновско-Бугской и Первомайской глубинных граничных зон.

Межразломные участки, т.е. мелкие блоки, на протяжении всего протерозоя многократно меняли знак движений, совершавшихся ими вдоль узких зон, с которыми совпадают разломы. Это привело к накоплению в межблоковых зонах, а также и на самих глыбах, весьма пестрых по составу осадочно-вулканогенных пород с четко выраженной фациальной неустойчивостью. Корреляция пород в пределах Среднего Побужья практически невозможна.

Часто на одних и тех же глубинах на разных участках залегают разные по составу и генезису породы. Магматические явления в пределах Голованевского блока весьма многообразны. Интрузия основного и ультраосновного составов в виде силлов и даек разместились в межблоковых зонах. Сюда же в период гранитообразования внедрялась магма, за счет которой сформировались розовые и розовато-серые микроклиновые аплитоидные граниты. За счет ассимиляции аплитоидными гранитами пород чарнокитового комплекса, составляющих древние блоки, возникла группа гибридных пород, в первую очередь, мигматитов. Образовалась очень сложная система складок, обтекающих остатки древнего фундамента. Последние представляют собой крупные "будины" среди сложно по-

строенных протерозойских структур. Особенно сильно переработанной оказалась восточная часть блока, примыкающая к массиву порфировидных кировоградских и трахитоидных гранитов, образующих крупный антиклинорий.

Породы нижнего структурного этажа, сохранившиеся от переработки, составляют в основном ядра синклинальных складок. Часто они вынесены силами сжатия на поверхность, в своды антиклиналей.

Голованевский блок хорошо фиксируется в поле силы тяжести. Региональный максимум значений Δg обусловлен неглубоким залеганием поверхности Конрада (5-10 км), значительным распространением пород раннего докембрия повышенной плотности, высоким содержанием темноцветных минералов и наличием большого количества тел мета- и ультрабазитов с плотностью 3,00 и 3,50 г/см^3.

Внедрению основной и ультраосновной магмы способствовали раздробленность блока на мелкие участки и сравнительно неглубокое залегание глубинных слоев земной коры.

Магнитное поле блока возмущенное, резко дифференцированное, с мелкими, хорошо выраженными локальными аномалиями линейной и изометрической форм.

Возраст акцессорных минералов из протерозойских гранитов и мигматитов Голованевского блока, по данным свинцового метода, - 2100-2300 млн.лет (Семененко, 1965). Возраст роговой обманки из амфиболитов равен 2760 млн.лет. Возраст чарнокитов пока не определен, но, по данным многих исследователей, чарнокиты древнее амфиболитов. Для роговой обманки из основных пород Среднего Побужья получены цифры возраста свыше 2800 млн.лет (Ярощук, 1970).

Голованевский блок относится к самым перспективным структурам среди блоков архейского фундамента в смысле возможности обнаружения взрывных метеоритных кратеров. Он состоит из ряда мелких блоков и межблоковых синклиналей. Последние чаще всего находились в стадии опускания и срезаны эрозией значительно выше, нежели смежные блоки. В межблоковых структурах и могут быть обнаружены кратеры диаметром более I км. Некоторые блоки также могут иметь следы ударов на уровне аутигенных брекчий.

Вся северная часть блока более глубоко денудирована и, по-видимому, лишена взрывных метеоритных кратеров возрастом древнее 160-150 млн.лет. Это, во-первых, объясняется тем, что примыкая к более молодой Уманской антиклинали и Тальновскому глу-

бинному разлому эта часть блока более интенсивно подвергалась срезу в постпротерозойское время. Скорость денудации достигала I м за I млн.лет. Кроме того, в пределах глубинной зоны метеоритные кратеры могли быть до неузнаваемости изменены процессами наложенного метаморфизма. Южная половина блока, начиная с конца протерозоя, испытывала очень медленное погружение в сторону Причерноморской впадины. Эрозионный срез поверхности блока едва достигал 0,2-0,3 м за I млн.лет. Таким образом, ударные структуры рифейского и палеозойского времени могли быть денудированы всего лишь на I/3 своей глубины.

В мезо-кайнозойское время уцелевшие от эрозии структуры взрывного метеоритного генезиса были похоронены под песчано-глинистыми осадками. Минимальные глубины поверхности фундамента в пределах южной части Голованевского блока достигают 150-200 м. Под более мощными наносами трудно сейчас определить степень денудации этих структур и тем более их размеры и возраст. Хотя этот участок Украинского щита очень важен с точки зрения возможного нахождения здесь крупных метеоритных кратеров, его значительное погружение под породы фанерозоя и резкая смена состава пород и структур по горизонтали и вертикали очень затрудняют поиски ископаемых кратеров.

Аналогичное строение имеет Фастовский блок, расположенный на противоположном северном конце Росинско-Бугского прогиба. Изучен он слабо из-за глубокого залегания докембрийского фундамента под толщей осадочных пород. Над ним четко вырисовывается крупный гравитационный максимум (Белоцерковский), осложненный линейными и изометрическими локальными аномалиями. Магнитное поле над этим блоком пестрое и возмущенное, как и над Голованевским.

Южная граница фастовского блока переработана порфировидными гранитами, составляющими Богуславский массив; последний, повторяя форму блока, вытягивается в субширотном направлении от Белой Церкви до Богуслава и, по-видимому, контролируется глубинным разломом. Более всего от переработки уцелела, очевидно, лишь центральная часть блока. С запада он ограничивается широкой межблоковой зоной, совпадающей с Брусиловским глубинным разломом; эта зона находится на стыке нескольких разновозрастных блоков, имевших различные скорость и направленность тектонических движений при многократной перемене знака.

По данным В.М.Беланова (1969), в краевых частях фастовского блока обнаружены древнейшие архейские образования - гнейсы и

мигматиты различного состава. В блоке часто выражена переработка древних структур протерозойской складчатостью.

Западно-Ингулецкая структурная зона относится к участкам протерозойской консолидации. По мнению Г.И.Каляева (1965), это протогеосинклинальная внешняя зона, возникшая на платформенном основании Кировоградского блока. Анализ имеющихся материалов позволяет считать ее действительно вторичной, наложенной на ранее консолидированное основание. Отдельные блоки нижнего фундамента, например Верблюжский и Боковянский, вскрыты эрозией и картируются в виде обработанных более молодой складчатостью массивов гранитов и чарнокит-монцонитов. Кроме того, мелкие тела чарнокитов, пироксен-плагиоклазовых гнейсов и чарнокитовых порфировидных гранитов обнаружены на Чечелеевском, Петровском, Новониколаевском и других участках. В районе сел Искровки, Реево и в других местах по Ингульцу А.И.Тугариновым выделены образования, возраст которых достигает 2500-2700 млн.лет по данным уран-ториево-свинцового определения.

Нижний структурный этаж, или основание, Западно-Ингулецкого прогиба сложено различными по возрасту и составу образованиями. Здесь имеются блоки пород конкско-верховцевской серии, чарнокитов и гранат-кордиерит-плагиоклазовых гранитов, сцементированных порфировидными гранитами и мигматитами. Раздробление фундамента и заложение протоплатформенного прогиба происходило примерно 2000 млн.лет назад. Примерно таков же возраст и некоторых пород криворожской серии, залегающих в Криворожско-Кременчугском глубинном разломе и примыкающем к нему троге. В этот период сформировался Тетеревский и Мангушский прогибы и стали откладываться отложения верхней свиты Росинско-Бугского прогиба и Ингульской зоны. Абсолютный возраст пород зеленовской свиты, составляющей низы разреза западно-ингулецкой серии, колеблется от 1980 до 2000 млн.лет (по И.М.Этингофу, образец амфибол-биотитового гнейса, скв.8565, глуб.165 м); мусковит-биотитовый сланец, залегающий над гнейсом (скв.8708, глуб.203 м), имеет возраст 1960 млн. лет; биотит-плагиоклазовый гнейс (скв.8756, глуб.148 м) - 1900 млн.лет; биотитизированный амфиболит (скв.9105, глуб.25 м) - 1970 млн.лет.

Восточной границей описываемого прогиба является названный выше Криворожско-Кременчугский трог, постепенно переходящий в прогиб. На западе граница его менее четко выражена и примерно

совпадает с линией, оконтуривающей площадь развития куполовидных структур. Эта линия проходит по Ингулецкому блоку через села Новолазаревку, Новофедоровку, Ивановку, Верблюжку, Новую Прагу, Федоры и, по-видимому, совпадает с субмеридиональным разломом, ограничивающим прогиб от более приподнятого Ингулецкого блока. Ширина прогиба в центральной части достигает 40 км, в южной он сужается до 10-15 км. Западно-Ингулецкий прогиб, как и Тетеревский или Корсакский, образовался в результате накатывания или миграции на жесткую глыбу протерозойского бассейна. В целом Западно-Ингулецкая зона отличается от других блоков и складчато-блоковых структур мозаичностью строения куполовидных структур, неглубоким залеганием разделенного на блоки архейского фундамента, сравнительно низкой метаморфизацией осадочно-вулканогенных пород.

Металлогенический облик зоны характеризуется накоплением железа, мрамора, графита, алюминия, титана и других полезных ископаемых.

Метеоритные кратеры позднепротерозойского времени в пределах зоны, по-видимому, часто переработаны и оденудированы, так как этот участок земной коры еще в верхнем протерозое являлся тектонически активным. Южная часть зоны территориально примыкает к Центральной зоне тектонической активности, поэтому древние метеоритные кратеры здесь могут быть выявлены только в синклинальных зонах и опущенных участках, примыкающих к Криворожско-Кременчугскому разлому. Вся северная часть структуры погружена под осадочный чехол, начиная с мелового периода. Под глинистыми отложениями древние кратеры могли хорошо сохраниться. Те участки, где толща осадков едва превышает 250-300 м, являются весьма перспективными на поиски таких структур. Срез Западно-Ингулецкой зоны в кайнозойское время был весьма незначительным. Здесь вполне могли сохраниться взрывные структуры мелового, палеогенового и неогенового возрастов.

Тетеревский прогиб составляет южную часть Новоград-Волынского блока. Он является примером развития среднепротерозойской складчатости на глубоко погруженном раннедокембрийском фундаменте. Породы его метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Имеющиеся здесь небольшие тела серого равномернозернистого гранита образовались путем раскристаллизации аллохтонной магмы, интрудировавшей сюда из центральной части прогиба. Простирание структуры субширотное. Длина ее 170, ширина 35-40 км. Тетеревская струк-

тура отличается значительной тектонической активностью в позднее протерозойское время. К ее восточному крылу примыкает Коростенский интрузивный массив, сформировавшийся в течение позднего протерозоя, а также массивы букинских основных пород и шепетовских гранодиоритов. Тетеревская структура, находясь в западной части Украинского щита и примыкая южной границей к Чудново-Бердичевской архейской антиклинали, была вовлечена в поднятие всей западной половины щита уже в мезо-кайнозое. Глубина среза всей западной части структуры достигала за это время 180-200 м. Предполагается, что сденудированы до глубокого основания в пределах Тетеревской структуры все палеозойские и более древние кратеры. Могли сохраниться на уровне аллогенных брекчий самые молодые взрывные структуры возрастом не древнее 100 млн.лет. Однако отсутствие благоприятного для сохранения этих структур осадочного покрова, густая гидросеть, деятельность ледниковых вод в четвертичное время сводят к нулю возможность выявления метеоритных кратеров в бассейне р.Тетерева.

Кроме Западно-Ингулецкой и Тетеревской структурно-фациальных зон, в пределах среднепротерозойского фундамента можно выделить ряд синклиналей более простого строения - Ингульскую, Братскую, Райгородскую и др. Большинство их относится к внутренним прогибам П порядка и имеет много общих черт. При современном срезе в них наблюдаются исключительно терригенные песчано-глинистые породы, преобразованные высокотемпературным региональным метаморфизмом в биотитовые гнейсы выдержанного и постоянного состава. Породообразующих минералов здесь мало, что, несмотря на территориальную разобщенность этих структур, свидетельствует об одинаковых условиях их формирования. Для всех прогибов П порядка характерна линейная складчатость подобного открытого типа, преимущественно северо-западного простирания.

Межсинклинальное пространство занято брахиантиклинальными структурами, сложенными только гранитами и мигматитами кировоградского типа. Эти породы несомненно являются продуктами гранитизации тех же терригенных толщ, из которых образовались и биотит-плагиоклазовые гнейсы. Антиклинальные складки, вероятно, тесно связаны с очагами гранитизации осадочно-эффузивных образований в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Очаги эти контролируются отдельными блоками и сквозными структурами нижнего яруса Украинского щита.

Помимо магмоконтролирующих структур на размещение зон гранитизации влияли межблоковые зоны нижнедокембрийского фундамента. Эрозионный срез этих протерозойских структур гораздо выше среза Западно-Ингулецкой зоны и ниже Тетеревского прогиба. В мезо-кайнозойское и палеозойское время интенсивно денудировались антиклинальные поднятия и протерозойские интрузивные массивы как наиболее приподнятые участки щита. Синклинали, примыкающие к этим воздыманиям, долгое время сохранялись под наносами, поступавшими с приподнятых структур. Таким образом, в кольцевых синклиналях вокруг Коростенского и Корсунь-Новомиргородского массивов, Новоукраинского, Кировоградско-Бобринецкого и Уманского антиклинориев могли сохраниться метеоритные кратеры палеозойского и даже мезозойского возрастов. Благоприятными для сохранения этих структур являются участки протерозойского фундамента, погружающиеся в сторону Днепровско-Донецкой впадины под осадочный чехол на глубину до 500 м, т.е. склоны щита. Возможно древние взрывные метеоритные кратеры остались не срезанными и на глубже опущенных блоках, но поиски их там пока весьма затруднительны.

В пределах приазовской части Украинского щита также хорошо выделяется древний блок, который с запада и востока обтекается более подвижными синклинальными зонами. Он расположен в Западном Приазовье и примерно совпадает по контурам с Салтычанским (Лозоватским) антиклинорием, впервые выделенным О.Л.Эйнором, В.А.Цукановым и К.Е.Есипчуком (1967). На магнитной карте ему соответствует резко дифференцированное положительное поле, расчлененное на ряд линейных и изометрических аномалий преимущественно меридионального простирания. Также отчетливо выделяется этот блок и по характеру гравитационного поля. Над Салтычанским блоком вырисовывается региональный гравитационный максимум, осложненный локальными аномалиями силы тяжести. Г.Т.Собакарь (1964) по гравитационным данным также выделяет в этом районе Басанско-Приазовскую систему приподнятых блоков, которая примерно совпадает с Салтычанским антиклинорием. По тектоническому строению и характеру складчатых форм Салтычанская антиклинальная структура, сформировавшаяся в результате частичной переработки раннедокембрийского блока нижнего структурного этажа, напоминает собой юго-восточную часть Бугско-Подольской глыбы или Голованевский блок.

Салтычанский блок отличается от смежных синклинальных зон и по составу пород. Здесь преимущественно вскрыты двупироксеновые, пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, чарнокиты,

амфиболиты, перидотиты, пироксениты, а также двупироксеновые кристаллические сланцы. Этот комплекс пород, по мнению М.Н.Доброхотова (1964), можно параллелизовать с конкско-верховцевской серией Среднего Приднепровья или с бужской и тикичской свитами западной части Украинского щита.

Западная граница Салтычанского блока в южной части примерно совпадает с Западно-Могайской и Стульновской зонами разломов, которые представляют собой восточную границу Корсакского прогиба, примыкающего на западе к Орехово-Павлоградской троговой синклинали. Северная часть западной границы блока частично совпадает с Черниговским разломом, потом выходит на Сорокинскую зону и, огибая с запада Гуляйпольский блок, сливается с Орехово-Павлоградским глубинным разломом.

Таким образом, Гуляйпольская структура находится на северо-западном продолжении Салтычанского блока. Восточная граница ее на юго-западе совпадает частично с Сорокинской зоной разломов. Далее на север она проходит по Куйбышевскому разлому. В пределах Мангушского синклинория также существуют небольшие по размерам блоки раннедокембрийских (архейских) пород. Примером может служить Мангушская куполовидная структура, ядро которой архейское.

Волчанское поднятие, по-видимому, является северным продолжением Салтычанского блока, отделенным от него Конкско-Ялынской впадиной. Изучено оно пока мало. По геофизическим данным в пределах поднятия намечается серия небольших блоков нижнего структурного этажа, залегающих среди протерозойских образований; сложены они породами конкско-верховцевской серии. Эти древние блоки Приазовья и являются наиболее стабильными в тектоническом отношении, начиная с протерозоя. Эрозионный срез их четко выражен, слабо интенсивен начиная с палеозойского времени. На поверхности этих блоков могут быть обнаружены следы падения допалеозойских и палеозойских метеоритов больших размеров. Не исключены здесь взрывные структуры и мезо-кайнозойского времени. Осадочный чехол не везде благоприятен для сохранения таких структур на поверхности.

Остальная часть Приазовского массива имеет весьма сложное строение. В связи с формированием Донецкой структуры она неоднократно испытывала тектоническую перестройку уже в фанерозое, что повлияло на сохранность древних метеоритных кратеров. Здесь могут быть обнаружены только молодые структуры такого генезиса.

Сравнительно молодые, глубоко денудированные и структуры Осницкого блока. Характеристика его имеется в опубликованных работах (Рябенко, 1970, 1973, 1976). Эрозионный срез его весьма существенный. Особенно интенсивно денудировалась поверхность блока в мезозойское время. Здесь могут быть обнаружены взрывные структуры палеозоя и мезозоя, но срезанные до уровня аутигенных брекчий. Наиболее перспективна западная часть блока.

Заканчивая главу о характеристике блоков разного возраста и масштаба, а также степени их денудации в позднем протерозое и мезокайнозое, следует указать на недостаточность современной изученности Украинского щита в этом направлении. Еще не накоплен фактический материал о развитии поверхности щита и отдельных его блоков в постворучское время протерозоя, в палеозое и мезокайнозое. Необходимо составить палеотектонические и палеогеографические карты щита и его отдельных регионов для протоплатформенного этапа развития. При наличии таких карт можно будет определить хотя бы примерный уровень среза блоков и наметить пути и условия развития поверхностей с учетом влияния космогеологических факторов.

В настоящее время в пределах Украинского щита и его склонов достоверно установлены шесть взрывных метеоритных кратеров. Кроме того, породы, испытавшие ударный метаморфизм, отмечены на северо-западе щита, где также весьма вероятно выявление взрывного метеоритного кратера.

У юго-восточной окраины щита уже в пределах Донецкого бассейна (Ростовская обл.) В.Л.Масайтис (1975) диагностировал кайнозойские кратеры: Каменский диаметром 25 км и Гусевский диаметром 2 км.

Г.К.Еременко, Ю.А.Полканов и В.Х.Геворкьян (1974) описали комплекс космогенных минералов из неогеновых отложений Конско-Ялынской впадины. Часть этих минералов (силициды) являются индикаторами очень высоких температур, их образование свидетельствует о процессе взрывного взаимодействия космического тела с поверхностью Земли. Авторы упомянутой работы допускают, что взорвавшееся космическое тело представляло собой комету, а падение ее не было кратерообразующим.

Мы охарактеризуем лишь древние взрывные метеоритные кратеры Украинокого щита. Все они в той или иной степени эродированы или перекрыты более молодыми отложениями и поэтому морфологически плохо выражены в рельефе. Такие кратеры Р.С.Дитц (1968) предложил называть астроблемами. В главе дана систематическая характеристика геологического строения изученных астроблем и особенностей ударного метаморфизма горных пород.

При описании структур принят условный порядок: с востока на запад, от более сохранившихся кратеров восточного склона Украинского щита к сильно эродированным кратерам его осевой части и северо-западных окраин. Все изученные структуры индивидуальны по времени образования и степени сохранности. Исключение составляет группа кратеров Кировоградской области: Болтышский и Зеленогайский кратеры, возможно, являющиеся синхронными образованиями. Ранее нами предполагалось (Вальтер, Рябенко, 1976), что одновременно с этими кратерами возник и Ротмистровский. Детальное изучение его выполнения дает больше оснований для определения времени его образования как более раннего, чем как синхронного.

ОБОЛОНСКИЙ КРАТЕР

В 1947 г. на восточном склоне Украинского щита в районе с.Оболони Полтавской обл. М.В.Чирвинская по электроразведочным данным в поверхности кристаллического фундамента, полого погружающейся в сторону Днепровско-Донецкой впадины, установила изометричную котловину диаметром около 12 км.

В 1954 г. С.Я.Шерешевская в этом месте выявила локальную аномалию минимума силы тяжести. Сходство физических полей Оболонской и Болтышской структур, где были обнаружены горючие сланцы, послужило основанием для геолого-поисковых работ на горючие сланцы в Оболонской структуре. Под руководством В.И.Ванденко в пределах ее были пробурены две глубокие скважины, вскрывшие под нормальным для района разрезом кайнозоя, мела и верхней юры мощную среднеюрскую толщу алевролитов и глинистых сланцев, содержащих обломки брекчии кристаллических пород и карбоновых известняков. К низу количество брекчированных известняков увеличилось, а в забое одной из скважин были встречены породы, принятые за туфобрекчии. Это дало основание трактовать образование Оболонской впадины как результат тектонической или вулканической активности (Чирвинская и др., 1968; Козловская и др., 1971).

Положение изометрической округлой впадины больших размеров в тектонически и вулканически спокойном регионе, наличие в основании ее пород, описанных как туфобрекчии, выглядит достаточно экзотично. Это обстоятельство, а также сходство геофизических полей Оболонской структуры и взрывных метеоритных кратеров, побудило нас вслед за В.А.Голубевым, а также Ю.Ю.Юрком и др. (1974) и В.Л.Масайтисом (1975) предположить принадлежность Оболонской структуры к астроблемам. Предпринятое нами с Е.П.Гуровым (1976) изучение вещественного состава горных пород этой структуры, результаты которого изложены в настоящем разделе, полностью подтвердило правильность такого предположения и позволяет однозначно трактовать Оболонскую впадину как древний взрывной метеоритный кратер *.

* Во время подготовки к печати настоящей книги была опубликована статья В.Л.Масайтиса и др. (1976), где приведена общая характеристика Оболонской астроблемы.

Геологический разрез Оболонского кратера охарактеризован керном двух скважин, одна из которых (№ 5302) пробурена в центральной части структуры, а другая в 4 км северо-западнее (№ 5301).

Под обычным для района разрезом кайнозойских, верхнемеловых (сеноман) и верхнеюрских (оксфорд, келловей) отложений общей мощностью около 270 м вскрыта толща терригенных, местами крупнообломочных осадочных пород, диагностированных нами как отложения кратерной воронки.

Сводный разрез этих отложений имеет такой вид:

270–500 м – толща глинистых сланцев, алевролитов в основании средне- и грубозернистых песчаников; она охарактеризована фауной бата (определения И.М.Ямниченко и И.Е.Пияр);

500–600 м – алевролиты, песчанистые алевролиты, глинистые сланцы с редкими включениями обломков известняков и кристаллических пород. Толща охарактеризована фауной моллюсков и микрофауной байоса.

В обломке известняка (гл.565) М.Ф.Манукаловой-Гребенюк определен комплекс фораминифер среднего карбона.

600–960 м – толща песчаников с мощными (до 50 м) линзами брекчий, состоящих из глыб и обломков разного размера гранитоидов, гнейсов кристаллического основания кратера, катаклазированных известняков и песчаников.

Толща охарактеризована микрофауной среднеюрских фораминифер; обломки известняка датируются средним карбоном (по фораминиферам), а некоторые образцы песчаника – триасом (по харовым водорослям). В обломках пород и минеральных зерен установлены признаки ударного метаморфизма.

В скв.5301 катаклазированные породы фундамента встречены (вероятно, в коренном залегании) на глубине 820 м.

В скв.5302, расположенной вблизи предполагаемого центра структуры, вскрыты:

960–975 м – аллогенная брекчия, состоящая из обломков ударно метаморфизованных гнейсов, в меньшей степени – осадочных пород, минеральных зерен и стекол;

975–1033 м (забой скважины) – крупноглыбовая брекчия ударно метаморфизованных гнейсов, сцементированная тонкой брекчией того же состава, содержащей обломки стекла и диаплектовые минералы. У забоя количество тонкого материала резко преобладает над крупнозернистым и глыбовым.

В горных породах, вскрытых скважинами 5301 и 5302, нами установлены признаки метаморфизма под действием мощной ударной волны.

В обломках карбоновых известняков и гнейсов прослежены конусы разрушения размером 4–5 см.

В гранатовых гнейсах крупноглыбовой брекчии (скв.5302, гл. 1010–1020 м) широко распространены деформации зерен кварца и полевых шпатов, характерные для режима I импульсного адиабатического сжатия: дробление зерен без существенного смещения (фото 6), но с разворотом фрагментов, появление относительно грубых базальных (прямо гаснущих) плоскостных систем в зернах кварца (фото 7), появление зон смятия в биотите. В мелкозернистой брекчии (скв.5302, гл. 1030–1033 м) и в породе типа зювита (скв. 5302, гл. 980–960 м) наблюдается более высокая степень ударного метаморфизма: развитие планарных элементов в кварце по ω – $\{10\bar{1}3\}$, появление диаплектовых стекол по полевым шпатам, что свидетельствует об адиабатическом сжатии в режиме II (давления до 350–400 кбар).

Признаки ударного метаморфизма обнаружены также в вышележащей толще кратерных осадков: обломки известняков (скв.5301, гл.776–777 и 809 м) интенсивно брекчированы, содержат "втертые" зерна кварца, т.е. превращены в характерные для метеоритных кратеров породы типа "грис" (Масайтис и др., 1975), обломочные зерна кварца в песчанике (скв.5302, гл. 900 м) имеют планарные элементы с ω-ориентировкой.

Кальцит известковых брекчий часто обладает агрегатной поляризацией из-за очень тонкой (микронной) фрагментации обломков. В то же время существенного перемещения этих обломков не происходит: видны контуры отдельных исходных зерен, микрофауны фораминифер.

В брекчированных гранитоидах основания скв.5301 перекристаллизованный кальцит, очевидно, переотложенный из вышележащих обломков известняка заполняет трещинки между блоками разбитых на месте (с поворотом) кристаллов кварца и полевого шпата (фото 8). Здесь развит сидерит по биотиту, биотиты с пониженным показателем преломления и стёкла (по биотиту?) при относительно низкой степени ударного метаморфизма кварца и полевых шпатов. Такие изменения, очевидно, связаны с ударным плавлением, испарением карбоновых известняков и воздействием газов и горячих жидкостей на дробленные породы основания кратера.

В некоторых образцах наблюдается полное преобразование полевых шпатов в диаплектовое стекло (фото 9), в то время как кварц остается кристаллическим.

Здесь же широко распространены обломки стекол плавления и лепешковидные стекловатые бомбы (фледли) размером от 1–2 до 15–

20 мм. Встречены мономинеральные пузырчатые, частично раскристаллизованные стекла плавления по калиевому полевому шпату (n_{cp} = = 1,518, двупреломление 0,003) и полиминеральные стекла с флюидальной текстурой (фото 10).

Ассоциация кварцевых зерен с преимущественной базальной ориентировкой планарных элементов и обломков стекол плавления может свидетельствовать об ударном плавлении при относительно низких параметрах, что искусственно было воспроизведено для водонасыщенных аллювиальных пород (Шорт, 1968).

Особенности состава кристаллических пород мишени, содержащих значительное количество биотита и граната, близкого к альмандину, позволило наблюдать некоторые малоизученные признаки ударного метаморфизма этих минералов. Е.П.Гуров установил широкое развитие планарных элементов в кристаллах биотита. Морфологически они напоминают некоторые разновидности планарных элементов кварца и особенно полевого шпата. При увеличении оптического микроскопа они представляют собой тончайшие частые трещины густотой 50-100 на 1 мм.Путем микрогониометрических измерений на федоровском столике установлена закономерная ориентировка планарных элементов в биотите под углами 75, 68 и 57° (все ± 2°) к полюсу его спайности (⊥ к/001/). Реже встречены другие ориентировки.

Построение стереографических проекций с учетом параметров элементарной ячейки биотита показало, что планарные элементы в биотите развиваются параллельно {301}, {013}, {140} и некоторым другим простым формам.

Судя по степени изменения зерен кварца и полевых шпатов в тех же обломках горных пород, появление планарных элементов в биотите происходит в интервале ударных нагрузок 100-350 кбар. Была также сделана оценка пикового давления по фрагментированности кристалла граната. От ударно метаморфизованного кристаллика размером 0,25 мм была получена дебаеграмма со сплошной засветкой линий, что характеризует максимальный размер отдельных блоков порядка 50-100 нм, а давление ударной волны, по сопоставлению с данными (Horz,Quaide, 1973), может быть оценено в 200 кбар.

Перечисленные признаки ударного метаморфизма известны только в связи с метеоритными кратерами и искусственными ядерными взрывами (Масайтис и др., 1975; Shock metamorphism, 1968; Взрывные кратеры, 1968), и вызывающие их давления (сотни килобар) недостижимы при всех известных и мыслимых вулканических и

тектонических процессах. Это позволяет однозначно отнести Оболонскую структуру к взрывным метеоритным кратерам.

Хотя геологическое строение Оболонского кратера изучено недостаточно, общие его черты интерпретируются вполне достоверно. По двуслойному строению мишени (нижний слой - докембрийские кристаллические породы, верхний слой - осадочные породы нижнего мезозоя и верхнего палеозоя) Оболонский кратер имеет сходство с кратерами Нордлингер Рио в ФРГ (Dennis, 1971), Карсуэлл в Канаде (Денс, 1968) и Попигайским на севере Сибири (Масайтис и др., 1975). Есть основания предполагать, что Оболонский кратер имеет сложное строение и состоит из двух воронок: внутренней глубокой диаметром 11-12 км и внешней мелкой диаметром порядка 20 км, фиксируемой по увеличенной мощности среднеюрских отложений и,очевидно, сформировавшейся в породах, бывших рыхлыми в момент падения метеорита.

Образование такого большого метеоритного кратера, каким является Оболонский, должно было сопровождаться мощными закратерными выбросами. Отложения, которые могут быть отнесены к закратерным выбросам (брекчии среди среднеюрских пород), встречены в скв. 458, пробуренной у с.Семеновки в 21 км восточнее предполагаемого центра структуры.

Определения возраста осадков кратерной воронки позволяют датировать взрывное падение гигантского метеорита, образовавшего Оболонский кратер, байосским веком средней юры.

Исходя из теоретической формы метеоритного кратера, подтвержденной на многих конкретных структурах (Dence, 1973), и на основании результатов изучения размеров хорошо сохранившихся кратеров (Шумейкер, 1968; Short, 1970), можно сделать вывод о том,что объем кратера примерно на 90% выполнен кратерными осадками, а на 10% - аллогенными брекчиями, образованными синхронно со взрывом. Тогда теоретическое соотношение в наиболее глубокой точке кратера мощностей кратерных осадков и аллогенных брекчий составит около 1,3. Исходя из вероятной мощности осадков кратерной воронки - около 650 м (695 минус 40-45 м мощности обычных отложений бата в районе), общую глубину Оболонского кратера можно оценить в 1150 м. Практически к такой же величине приводит зависимость Р.Б.Болдуина между диаметром и глубиной кратерной воронки (Болдуин, 1968б). Отсюда следует, что большая часть разреза аллогенных брекчий в Оболонском кратере еще не вскрыта и не изучена.

Размеры Оболонского кратера позволяют предположить наличие в нем центрального поднятия, характерного для 95% земных кратеров такого размера (Hartmann, 1972). Крупные размеры кратера и обилие стекол плавления в аллогенной брекчии (скв.5302) дают основание предполагать возможность существования здесь толщи массивных импактитов.

По особенностям разреза мезозойских отложений в районе Оболонского кратера можно предположить, что падение метеорита произошло в береговой зоне. Водонасыщенность мишени косвенно подтверждается отмечавшейся выше ассоциацией базальных планарных элементов в кварце со стеклами плавления.

Падение гигантского метеорита в Береговой зоне должно было привести к хорошей сохранности кратера вследствие быстрого заполнения осадками. Все это заставляет считать Оболонский кратер весьма перспективным объектом для познания космогеологических формаций.

ЗЕЛЕНОГАЙСКИЙ КРАТЕР

Кратер расположен примерно в 40 км юго-восточнее Болтышского близ с.Зеленый Гай Знаменского района Кировоградской обл. Геофизическими работами, проведенными под руководством В.Н.Белогуба, здесь установлены в 1972 г. совпадающие по расположению локальные аномалии повышенной электропроводности пород и минимума силы тяжести. Диаметр аномалий около 2,5 км. На основании бурения В.П.Брянский в том же году выяснил, что геофизические аномалии обусловлены впадиной в кристаллическом фундаменте. Взрывная метеоритная природа структуры установлена в 1975 г. (Вальтер и др., 1976).

Скважина, пробуренная в предполагаемом центре структуры, вскрыла такие отложения:

Суглинки, глины – антропоген	0–19 м
Пески кварцевые светло-серые мелкозернистые – неоген, полтавская свита	19–27 м
Пески глауконит-кварцевые, зеленовато-желтые, мелкозернистые – палеоген, харьковская свита	27–52 м
Пески глауконит-кварцевые, серовато-зеленые, зеленые тонкозернистые – палеоген, киевская свита	52–53 м
Песчаники глауконит-кварцевые, серовато-зеленые, грубозернистые – палеоген, киевская свита	53–58 м

Под отложениями киевской свиты вскрыта толща пород, отнесенных к кратерным осадкам.

Пестрая комковатая карбонатная глина с включениями остроугольных обломков кварцевых зерен иногда с планарными элементами, а также с обломками нижележащих брекчий, мигматитов кировоградских гранитов и гнейсов. Обломки пород достигают 0,5 м. Отмечены признаки ударного метаморфизма зерен кварца, полевых шпатов, биотита ..... 58–72 м

Брекчия крупноглыбовая мигматитов, гнейсов, гранитов и коптокатаклазитов по этим породам. Размер обломков достигает I м. Количество крупных обломков составляет около 70%. Цемент – песчанистый, а также тонкозернистый, криптовый. Встречены зоны смятия в биотите и калиевом полевом шпате, блоки деформации в кварце ..... 72–8I м

Песчаник крупнозернистый с угловатыми зернами деформированного кварца. Цемент – глинистый, карбонатный ....8I–82 м

Глина песчанистая карбонатная пестрая с обломками кристаллов минералов, глыбами гнейсов (до 0,2 м), мигматитов и гранитов. В обломках биотита и калиевого полевого шпата встречены зоны смятия, установлены планарные элементы в кварце, полевом шпате и биотите, диаплектовые кварц и полевой шпат ..... 82–95 м

Крупно- до грубозернистого полимиктовый песчаник. Угловатые зерна достигают нескольких миллиметров. Цемент – слюдистый или каолинитовый. Множество обломков ударно-метаморфизованных минералов и пород, в том числе встречаются обломки биотитового гнейса, полевой шпат и кварц в котором полностью перешли в диаплектовое стекло ..... 95–I02 м

Песчанистая пестрая каолинит-слюдистая глина с большим количеством (I0–I5%) более крупных обломков минеральных зерен и горных пород .....I02–I09 м

Алевролит-песчаник карбонатный. Преобладают зерна размером около 0,I мм и более, крупные обломки зерен кварца и кальцита. Цемент – слюдистый..... I09–II0 м

Общая мощность кратерных осадков составляет 52 м. Ниже залегает толща аллогенных брекчий.

Брекчия с обломками мигматитов и гранитов кировоградского типа, мелкозернистого биотитового гнейса, лейкократового гранита, зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, граната, апатита и других минералов. Встречены диаплектовые стекла по калиевому полевому шпату и кварцу, многочисленные зерна кварца с планарными элементами, зерна олигоклаза, частично замещенные стеклом вдоль двойниковых швов, зоны смятия, планарные элементы в биотите и другие признаки ударного метаморфизма. Размер обломков в брекчии до 5 см ..... II0–II8 м

Глыба ударно-метаморфизованного гранита. В участках микропегматитового строения видны планарные элементы во врастках кварца в деформированном микроклине..... II8–I20 м

Крупноглыбовая гранитная брекчия, цементирующаяся брекчией песчаной размерности. Встречаются планарные элементы в кристаллах кварца и другие признаки ударного метаморфизма минералов.....I20–I35 м

В этом месте разреза можно несколько условно провести границу между аллогенной и аутигенной брекчией.

Интенсивно дробленый мигматит кировоградского типа, отмечены полосы деформации в зернах калиевого полевого шпата, дробленные на месте с разворотом зерен в кристаллах кварца. Встречаются прожилки брекчий песчаной размерности. На глубине I35 м прослежены конусы разрушения размером до 4–5 см .....I35–200 м

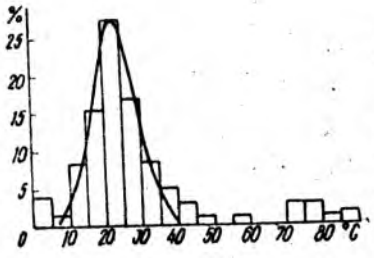


Рис.II.Гистограмма частот встречаемости ориентировок планарных элементов в аллогенной брекчии Зеленогайского кратера.

Менее деформированный мигматит без отчетливых признаков ударного метаморфизма ..... 200-220 м

Таким образом, весь разрез кратерных осадков и аллогенной брекчии характеризуется признаками ударного метаморфизма минералов. Детально исследовалась ориентировка планарных элементов в кварцевых зернах аллогенной брекчии. В изученных образцах брекчии (110-115 м) размеры зерен кварца составляли от 0,05 до 1,5 мм. Около 20% зерен кварца содержат планарные элементы. Количество систем плапарных элементов для одного зерна колебалось от 1 до 5, составляя в среднем: 2,0 для зерен крупнее 0,5 мм; 1,5 для зерен размером 0,5-0,1 мм (главная масса зерен) и 1,3 для зерен менее 0,1 мм. Для всех зерен среднее количество систем составило 1,6; средняя густота декорированных плоскостей 71 мм$^{-1}$.

Ориентировка планарных элементов устанавливалась по принятой методике путем измерения на федоровском столике угла между оптической осью кварца и полюсами систем плоскостей планарных элементов (большинство измерений выполнено Евг.Е.Лазаренко). Была измерена ориентировка 133 систем планарных элементов в 83 зернах. Гистограмма распределения значений углов демонстрирует (рис. II) отчетливый максимум с вершиной в интервале 20-25°. Элементарная математическая обработка статистики замеров, аналогичная описанной в работе автора (Вальтер, 1974), показала хорошее совпадение наблюдаемого распределения величин углов в интервале 8-38° с нормальным законом. Для этого интервала среднее значение составляет $(22,6\pm5,6)^0$, что совпадает со значением угла $[0001]$: $P_{\omega}-\{10\bar{1}3\} = 22,95^0$. Таким образом, данные измерений ориентировки планарных элементов свидетельствуют о том, что более 70% систем имеют ω-ориентировку. На гистограмме (рис. II) прослежены также слабые максимумы, которые могут быть сопоставлены с углами $[0001]$: $P_{\{0001\}} = 0^0$; $[0001]$: $P_{\{21\bar{3}1\}} = 47,7^0$ и $[0001]$: $P_{\{51\bar{6}1\}} = 81,9^0$. ω-ориентировка планарных элементов встречена также в ударно-метаморфизованном кварце кратерных осадков.

Особенностью аллогенных брекчий и кратерных осадков Зеленогайского кратера является широкое развитие в них диаплектовых стекол. Характерная ударно-метаморфизованная порода – это мелкозернистый биотитовый гнейс (фото II), кварц и полевой шпат которого превращены в диаплектовое стекло, подвергшееся последующей частичной тонкоагрегатной раскристаллизации. В то же время изменение зерен биотита из этой породы ограничивается лишь образованием зон смятия. Обломки такого гнейса имеют грубо эллиптическую уплощенную форму, близкие размеры (около 3 x 2 x 1 см); они неоднократно встречены в аллогенной брекчии (гл.III,5; II4,5 м) и в низах переотложенных брекчий кратерного вала (гл.100,5 м).

Сходный характер ударного метаморфизма биотитового гнейса описан Н.М.Шортом для кратера Вест Хавк Лейк (Short, 1970) и, очевидно, объясняется особенностями отражений ударной волны от элементов слоистой текстуры породы.

Кроме того, встречаются диаплектовые стекла по индивидуальным зернам каркасных силикатов, преимущественно по калиевым полевым шпатам.

Другая характерная особенность ударного метаморфизма в Зеленогайском кратере – это развитие кристаллов калиевого полевого шпата с зонами смятия (см. рис.8). Такие зерна встречены в кратерных осадках (гл. 72; 80 м) и в аллогенной брекчии (гл. 110,5 м). Это, возможно, связано с конституционными особенностями данных калиевых полевых шпатов, приведших к более сильному, чем обычно, проявлению слоевого "подмотива" в каркасе.

Как и в других кратерах, широко распространены зоны смятия, в меньшей степени – планарные элементы в биотите.

Впервые встречены ориентированные по призме планарные элементы в кристалле апатита аллогенной брекчии (гл.115 м).

Среди стекол плавления преобладают частично раскристаллизованные "пузырчатые" стекла по полевым шпатам, гетерогенные стекла встречаются очень редко.

Размер Зеленогайского кратера можно оценить лишь ориентировочно. Для большинства кратеров простого строения, как указывалось выше, поперечник геофизических аномалий, вследствие значительных изменений вмещающих пород (дробления и т.д.), примерно в два раза превышает диаметр кратера. Следовательно, вероятная величина диаметра для Зеленогайского кратера составит 1,3 км. Установленная глубина кратера в кристаллических породах (около 100 м), видимо, не является максимальной, т.е. скважина прошла на некотором расстоянии от центра структуры.

Исходя из размеров геофизических аномалий и зависимости между глубиной и диаметром кратеров (Болдуин, $1968_б$), вероятную глубину Зеленогайского кратера можно оценить в 180 м.

Как указывалось, весьма возможна синхронность образования Зеленогайского и Болтышского кратеров в результате падения метеорита, расколовшегося под действием градиента земных гравитационных сил. Аллогенные брекчии Зеленогайского кратера В.П.Брянский параллелизовал с брекчиями райгородской свиты, расшифрованными Е.П.Гуровым и нами как закратерные выбросы Болтышской структуры. Таким образом, наиболее вероятный возраст падения Зеленогайского метеорита – поздний мел.

БОЛТЫШСКИЙ КРАТЕР

История изучения

Болтышский взрывной метеоритный кратер является наиболее крупной и хорошо изученной структурой подобного рода на Украинском щите. Она расположена в северо-восточной его части.

Впервые понижение в кристаллическом фундаменте здесь было установлено Л.Г.Ткачуком в 1930–1932 гг. Долгое время считалось, что Болтышская структура имеет форму грабена, открывающегося в Днепровско-Донецкую впадину. Геолого-геофизические исследования 1951–1953 гг. (Л.Ф.Полипнас, Е.К.Гаврилюк, А.Л.Корнет, И.И.Красюк и др.) показали, что такого выхода нет и что структуре соответствует замкнутый минимум силы тяжести. Геологическая съемка 1959 г. (В.А.Голубев и др.) подтвердила замкнутость депрессии, были встречены породы, подобные эффузивам, и происхождение впадины стали объяснять вулкано-тектоническими процессами (Басс и др., 1967, Чирвинская и др., 1971).

Обнаружение в воронке кратера мощной толщи горючих сланцев (Басс и др., 1967) способствовало детальному изучению впадины (В.А.Голубев, В.К.Грабовский, Г.М.Карпов, С.Г.Мазалова, В.А.Поповиченко, В.И.Поповиченко). На основании особенностей геологического строения В.А.Голубев в 1969 г. высказал мнение о взрывной метеоритной природе Болтышской структуры. В 1971 г. В.Л.Масайтис, ознакомившись с каменным материалом А.П.Никольского по болтышским "эффузивам", констатировал наличие здесь ярко выраженных признаков ударного метаморфизма, в том числе диаплектовые стекла по кварцу, полевым шпатам, и на основании этого диагностировал структуру как взрывной метеоритный кратер (Масайтис, 1973; 1974).

По геологическим материалам 1968–1972 гг. В.А.Голубев, Г.М.Карпов и В.А.Поповиченко (1974) охарактеризовали Болтышскую впадину как взрывной метеоритный кратер, установив многочисленные, присущие подобному роду структурам, признаки геологического строения и вещественного состава пород. Отметим, что некоторые минеральные признаки взрывного метеоритного кратера, упомянутые в этой работе (образования, напоминающие стишовит, метеоритное вещество), нуждаются в проверке и уточнении. Эту работу хорошо дополняют статьи Ю.Ю.Юрка, Г.К.Еременко и Ю.А.Полканова (1974; 1975), где описываются признаки ударного метаморфизма в импактитах и брекчиях Болтышской структуры.

В 1973–1974 гг. Г.К.Еременко и А.А.Вальтер изучали стекло массивных импактитов и некоторые минералы обломков и установили признаки перегрева стекла.

При написании настоящего раздела использованы материалы упомянутых исследований, главным образом относительно характеристики геологического строения кратера, а также результаты детального изучения импактных пород, вскрытых глубокой скв. П475, пробуренной в юго-восточной части структуры под руководством Г.М.Карпова, и закратерных выбросов, обнажающихся в бассейне р.Тясмина. Эти работы выполнены совместно с Е.П.Гуровым в 1975–1976 гг.

Геологическое строение

На рис.12, 13 представлены принципиальный разрез и схема геологического строения Болтышского кратера. На современном эрозионном срезе Болтышский кратер представляет собой гигантскую воронку в кристаллическом фундаменте диаметром 20–22 км и глубиной более 1000 м. Нижнюю половину воронки выполняют породы эффузивного облика: массивные импактиты и импактные брекчии, поле развития которых облекает поднятие кристаллических пород в геометрическом центре структуры ("центральную горку"). Верх впадины заполнен обломочными осадочными породами – грубозернистыми до крупноглыбовых в прибортовой части и более мелкозернистыми песчано-глинистыми – в центральной.

Брекчии периферии кратера залегают на ударно-катаклазированных кристаллических породах, образуя в плане кольцо, внутренний диаметр которого составляет в зависимости от глубины 10–16, а ширина 1,5 – 3 км. Эти породы представляют собой отчасти образования, синхронные с образованием воронки (аллогенные брекчии), и, очевидно, в большей мере – продукты разрушения вала.

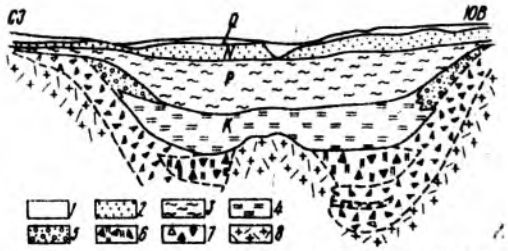


Рис.12.Схематический геологический разрез Болтышского кратера. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5:
1 – суглинки, глины, пески (антропоген), 2 – пески, глины (неоген), 3 – пески, глины, алевролиты, битуминозные глинистые сланцы (палеоген), 4 – алевриты, алевролиты, глинистые сланцы, песчаники (мел (?)), 5 – песок, дресва (продукты разрушения вала), 6 – аллогенная брекчия, 7 – массивный импактит; 8 – аутигенная брекчия, коптокатаклазит.

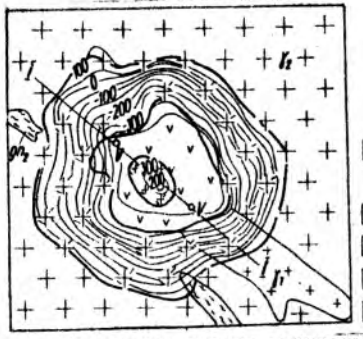


Рис.13. Схема геологического строения Болтышского кратера (по В.А.Поповиченко):
I – импактиты; 2 – лейкократовые граниты, 3 – кировоградские граниты, 4 – гнейсы, 5 – брекчированные гранитоиды основания, 6 – изолинии глубин залегания пород фундамента, м.

Осадочные породы центральной части воронки более мелкозернисты. В ней распространены терригенные образования преобладающей алевролитовой размерности, но и здесь, особенно часто в низах разреза, отмечались грубые обломки пород основания, "вулканические бомбы" и "туфогенный материал" (Басс и др., 1967), т.е. продукты разрушения рыхлого вала.

По данным геолого-разведочных работ (Басс и др., 1967), осадочная толща внутренней части Болтышского кратера имеет такое строение (снизу вверх):

Алевролиты, алевриты, глинистые сланцы, песчаники серые, зеленовато-серые, иногда карбонатные; характерны включения остроугольных грубых зерен, обломков пород и стекол ..... 100–200 м
Глинистые сланцы тонкоплитчатые, мергелистые с прослоями известняка ..... 70–120 м
Листоватые горючие сланцы, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и битуминозными глинами ..... 20–30 м

Мергелистые зеленовато-серые глины ..... 40–60 м
Массивные горючие сланцы, переслаивающиеся с глинами и алевролитами ..... 20–40 м
Аргиллитоподобные слюдистые глины ..... 60–75 м

Эта толща, которая может быть отнесена к отложениям первичного кратерного озера, достигает суммарной мощности более 400 м в наиболее глубоких частях впадины. Она перекрывается обычным для района разрезом кайнозойских отложений (снизу вверх): бучакской, киевской свит, неогеновой и четвертичной систем. Заметно увеличивается мощность кайнозойских отложений над впадиной: бучакских до 60, киевских до 25 и неогеновых до 100 м.

Возраст первичных осадков Болтышского кратерного озера точно не установлен из-за широкого развития здесь эндемических форм. И.В.Васильев и Ю.И.Селин (1970) сделали вывод о противоречивости палеонтологических данных о возрасте, полученных по разным группам животных и растительных остатков. Так, фораминиферы, моллюски, ракообразные и некоторые растительные остатки свидетельствуют о раннемеловом возрасте, а некоторые макроспоры и харофиты были встречены ранее только в палеоцен-эоценовых породах. При этом, как указывается в упомянутой работе, результаты, полученные даже одним и тем же исследователем по разным скважинам, часто не совпадали.

В работе Ю.Б.Басса и др. (1967) принят раннемеловой, а в работе В.А.Голубева и др. (1974) – палеоцен-эоценовый возраст первичных осадков Болтышского кратерного озера.

Фации осадков Болтышского кратера и найденные здесь палеонтологические и растительные остатки характеризуют условия опресненного замкнутого водоема, периодически имевшего связь с мороким бассейном. При этом основным источником сноса при формировании осадочной толщи был вал кратера, в своем первоначальном виде представлявший, судя по размерам кратерной воронки и области внешних выбросов, значительную по высоте (более 500 м) кольцевую возвышенность. Последняя была сложена рыхлыми, плохо отсортированными брекчиями, содержащими значительную часть мелкообломочного и пылеватого материала. Рыхлая возвышенность вала, размываясь постоянными осевыми и дождевыми потоками, питала плохо отсортированные брекчии склонов. В центральной части водоема при этом отлагались более тонкозернистые осадки.

Самую близкую аналогию этому процессу мы видим в характере разрушения отвалов некоторых современных больших карьеров.

Неизменность размывающейся толщи обусловила в общем монотонный характер первичных осадков озера, фациальный состав которых определялся не столько глубиной водоема, сколько близостью области денудации. На основании изменения мощностей осадков первичного озера по площади авторы работы (Юрк и др., 1975) сделали вывод о медленном воздымании центральной горки в течение многих миллионов лет.

Данные детальных исследований (Milton, 1972) свидетельствуют о том, что центральные горки взрывных метеоритных кратеров образуются сразу же после взрывного события, или, во всяком случае, на протяжении не более тысячи лет (Дабижа, 1976). Наблюдающееся же в Болтышском кратере центральное "поднятие" осадочных слоев следует трактовать как структуру облекания центральной горки. Из данных эксперимента (Beals, Hitchen, 1970) следует, что повторение поверхностью осадка профиля кратерного дна заметно вплоть до троекратного перекрытия отложениями превышений первоначального рельефа. Эта экспериментально полученная характеристика хорошо подтверждается Болтышским разрезом, где 100-метровая горка, постепенно сглаживаясь, выражается примерно в 300-метровой толще осадков.

К отложениям воронки Болтышского кратера приурочено месторождение горючих сланцев (сапропелитовая органика), обладающих теплотой сгорания 2200-2800 ккал/кг при зольности 62-65% и выходе смол 12-16%. Общие геологические запасы горючих сланцев оцениваются в 3 млрд.т (Басс и др., 1967).

Импактные породы

Отличительная черта Болтышского кратера - наличие мощной толщи стекловатых импактитов, являющихся интереснейшим, но не легким объектом для петрологических и минералогических исследований, которые только еще начинаются. Настоящий раздел можно рассматривать лишь как введение в изучение болтышских импактитов.

При поисках и разведке горючих сланцев поверхность импактитов была вскрыта многими скважинами, из керна которых к началу нашей работы сохранились лишь единичные образцы.В процессе геолого-съемочных работ 1968-1972 гг. (Г.М.Карпов, В.А.Поповиченко) на юго-востоке структуры пробурена скв.II475, вскрывшая всю толщу импактитов.

Аллогенные брекчии, не содержащие стекла, а также эвиты в Болтышском кратере нами в виде самостоятельной толщи не наблюда-

лись. Судя по описаниям, выполненным при геолого-разведочных работах, эти породы распространены по периферии кратерной воронки.Отсутствие в центральных частях кратера толщи брекчий с коптокатакластическим (по В.Л.Масайтису и др., 1975) цементом следует объяснить ассимиляцией тонкого материала огромной массой перегретого расплава. Более крупные обломки пород и кристаллов широко распространены в массе стекловатых пород и несут следы интенсивного термического воздействия. Таким образом, главной горной породой взрывного генезиса в центральных частях Болтышского кратера является массивный импактит, содержащий фрагменты ударно-метаморфизованных пород.

Авторами разрез толщи импактитов характеризуется по результатам изучения керна скв.II475. По данным работы В.А.Голубева, Г.М.Карпова и В.А.Поповиченко (1974), а также по изучению отдельных образцов из керна скважин 9805, 9824, 9852 и I033I этот разрез, по крайней мере в верхней части, типичен для всей центральной части структуры. Его общая характеристика приведена в работах В.А.Голубева, Г.М.Карпова и В.А.Поповиченко (1974), а также Ю.Ю.Юрка, Г.К.Еременко и Ю.А.Полканова (1974, 1975).

Верхняя поверхность импактитов - горизонтальная. Она располагается на глубине 545 м в скв.II475 (здесь и далее глубины округлены до 5 м) или на глубине около 450 м по отношению к поверхности фундамента за пределами кратера.

На глубине 545-580 м залегает пористый импактит, цементирующий большое количество обломков гранитоидов (размером до десятков сантиметров), крупных (до нескольких сантиметров) кристаллов плагиоклаза и более мелких кварца и других минералов. В самых верхах горизонта встречаются обломки гетерогенного стекла. Плагиоклаз обломков превращен в диаплектовое стекло, или в стекло плавления. Калиевый полевой шпат, кроме того, часто несет следы кипения, или кавитации ("пузыристый полевой шпат"). Большинство мономинеральных стекол раскристаллизовано. Встречены характерные микроагрегатные, с шаровыми трещинами, структуры раскристаллизации лешательерита, подобные описанным в импактитах Балтийского щита (Carstens, 1975). Цементирующая масса породы - тонкозернистый импактит с трахитоидной структурой. Обломки пород часто полностью подвержены плавлению, сохранились лишь внешние их очертания ("тени").

На глубинах 580-600 м залегает пористый импактит с меньшим количеством обломков пород и минералов. Широко распространены

округлые, овальные поры. Количество макропор в поперечнике I – 20 мм составляет 5–I0% породы, примерно такой же объем породы занят микропорами (в поперечнике менее I мм). На импактите отразились следы высокотемпературных условий кристаллизации: относительно крупные (до I–2 мм) лейсты анортоклаза заключены в буроватое раскристаллизованное стекло, состоящее из радиально лучистых агрегатов калиевого полевого шпата. Анортоклаз имеет $n_g \approx 1{,}532$, что отвечает составу $Or_{30}Ab_{70}$ для высокотемпературных серий твердых растворов (Дир и др., 1966).

Лейсты анортоклаза кристаллизуются на обломках диаплектовых минералов, являвшихся "холодными" центрами кристаллизации (фото I2).

Обломки кристаллов подверглись расплавлению. Некоторая их часть с очертаниями минеральных зерен сохранилась; другая рекристаллизовалась с образованием характерных структур. Широко распространена агрегатная структура раскристаллизации плагиоклазового стекла, обусловленная образованием большого количества субпараллельных короткотаблитчатых зернышек (размером 0,0n мм) этого минерала, находящихся в стекловатом базисе.

Ниже залегает толща преимущественно массивных импактитов. Верхний ее горизонт (600–640 м) сложен импактитом, состоящим из сноповидных сфероидальных аргегатов калиевого полевого шпата, развивающихся по стеклу (60–65%), относительно крупных лейст (до I,5–2 мм) среднего (An_{40-50}) плагиоклаза (20%), обломков минералов (I5–30%). Микролиты ромбического пироксена замещены слюдой. Минеральные обломки представлены раскристаллизованным лешательеритом шаровой структуры, диаплектовым плагиоклазом, изотропизированными, замещенными темной непрозрачной массой зернами биотита и пироксена.

В интервале глубин 640–790 м вскрыты существенно стекловатые импактиты. Чередуются разности с различной степенью раскристаллизации стекла. Свежее стекло прозрачно, бесцветно (n = = I,502–I,5I0). Содержание стекла и его показатели преломления в импактитах приведены в табл.6.

Кроме чистого стекла, встречаются разновидности в различной степени раскристаллизованной массы, окрашенной в буроватые тона (фото I3). Крайняя степень раскристаллизации – образование сфероидальных агрегатов калиевого полевого шпата. Иногда в одном и том же шлифе (например, на глубине 659 м) отчетливо видны три

разновидности различно раскристаллизованных стекол. В таком случае наиболее свежее стекло облекает микролиты плагиоклаза и ромбического пироксена. Характерна перлитовая структура стекла, особенно в интервале 670 – 740 м.

Фазами, кристаллизовавшимися из импактного расплава, являются средний плагиоклаз (An_{50-55}), образующий лейсты характерного коробчатого строения размером 0,n мм и гиперстен (n_g =I,705, f=30%). Кроме того, в стекле иногда находятся изгибающиеся волосообразные тончайшие образования (трихиты) еще не определенного состава.

Кристаллы плагиоклаза имеют следы быстрой кристаллизации. Они обычно предоставляют собой внешние скелеты со стеклом во внутренней полости, обладают отчетливой нормальной зональностью: внутренняя зона имеет состав до An_{55}, внешняя до An_{48}. В отдельных случаях Евг.Е.Лазаренко измерена зональность упорядоченния (по А.С.Марфунину, I962) в лабрадоре (внутренние зоны $\Delta \approx 0$, внешние $\Delta \approx 0{,}25$).

Обычны розетковидные сростки кристаллов плагиоклаза, характерные для импактитов (Casterns, I975). Плагиоклаз часто образует мозаичную структуру из мелких зернышек в псевдоморфозах по крупным обломкам, видимо, сходного состава (фото I4,а).

Таблица 6

Характеристика стекла импактитов Болтышского кратера

Глубина, м	Содержание в импактите,%	Показатель преломления
660	60	I,508
665	68	I,505
690	Не опр.	I,504
699	84	I,509
712	65	I,5I0
748	45	I,504
752	Не опр.	I,507
76I	То же	I,503
762	" "	I,507
769	70	I,506
772	60	I,502

Таблички гиперстена часто кристаллизовались на "холодных" обломках или в местах их полного растворения (фото I4,б).

Скопления микролитов гиперстена обычно ассоциируются с бесцветным стеклом, а плагиоклаза – с буроватым.

Содержание микролитов лабрадора в импактитах колеблется от I0 до 33, гиперстена от 0 до 8%. Фазовая природа этих минера-

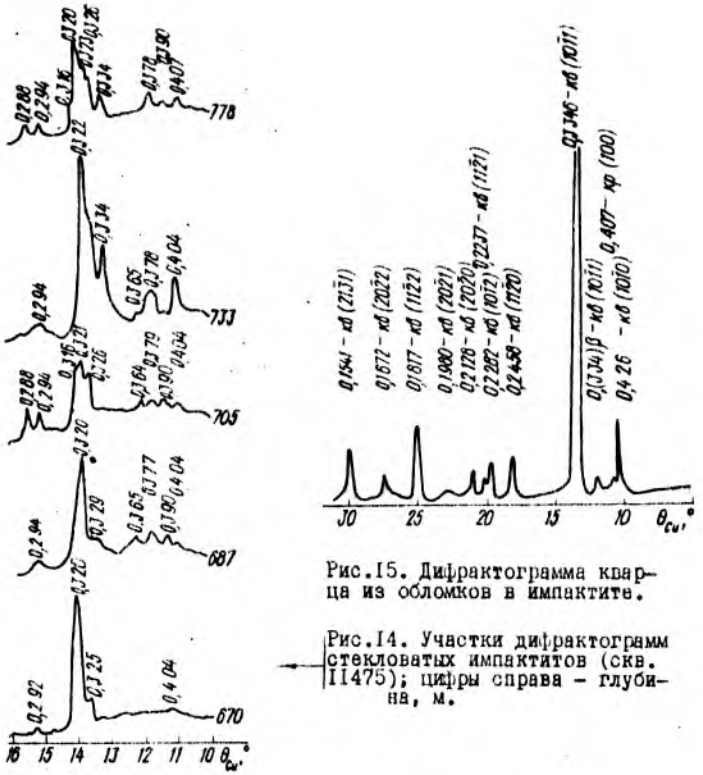


Рис.15. Дифрактограмма кварца из обломков в импактите.

Рис.14. Участки дифрактограмм стекловатых импактитов (скв. II475); цифры справа – глубина, м.

лов подтверждается рентгенограммами стекловатого импактита (рис.14). Отнесение линий на дифрактограммах (межплоскостные расстояния в нм): 0,404 – (20$\bar{1}$) плагиоклаза + (100) кристобалита (?); 0,390 – (1$\bar{1}$1) плагиоклаза; 0,377–0,379 – (1$\bar{3}$0) плагиоклаза, 0,364–0,365 – (111), (130), (1?$\bar{1}$), плагиоклаза: 0,334 – (10$\bar{1}$1) кварца, 0,324–0,326 – (20$\bar{2}$) плагиоклаза, 0,320–0,322 – (040) плагиоклаза; 0,316 – (002) плагиоклаза + (420), (221) ромбического пироксена, 0,294 – (04$\bar{1}$), (0$\bar{2}$2) плагиоклаза, 0,288 – (610) ромбического пироксена.

Наличие линий кварца обусловлено примесью обломков кристаллов этого минерала в количестве 1–5%. Рентгенограмма кварца

включений (образец Г.К.Еременко) с глубины 687 м (рис.15) показывает примесь кристобалита (линия 0,407 нм), что характеризует высокотемпературные условия изменения обломков. Об этом же свидетельствуют шаровые структуры (фото 15) кварцевых агрегатов, развивающиеся по лешательериту (Carstens, 1975). Таким образом, обломки кварца прошли в этой толще стадию расплавления и высокотемпературной кристаллизации, что свидетельствует о перегреве расплава до температуры плавления SiO_2, т.е. не менее чем до 1673°С или 1500°С по другим данным (Бережной, 1970; Минералы, 1974).

Отмечаются также реакционные отношения кварцевых обломков и расплава (фото 16). Включения прочих минеральных обломков крайне редки, видны лишь следы их замещения расплавом. Иногда прослеживается диаплектовый претерпевший перекристаллизацию плагиоклаз со следами двойникования (фото 17). Строение таких плагиоклазовых агрегатов и характер их двойникования напоминают изученные в работе (Вальтер и др., 1970) для случая Fe-содержащего анортита, полученного путем высокотемпературного твердофазового синтеза при 1300°С.

Некоторые экспериментальные и теоретические данные (Лисенков, Рашин, 1971; Parke, 1974) свидетельствуют о возможности закалки неупорядоченной структуры стекла, отражающей температурные условия перегрева расплава. Нами было проведено сравнительное изучение спектров поглощения в ИК-области импактных стекол из данного интервала разреза, природных стекол и минералов, а также некоторых искусственных стекол, полученных путем кратковременного высокотемпературного нагрева порошков гранита и биотитового гнейса.

Чтобы объяснить влияние температуры на характер структуры минерала, выраженной в ИК-спектре, обратимся к рассмотрению спектра низкого альбита и альбитового стекла, полученного нагревом и закалкой от разных температур (рис.16).

Согласно современным представлениям (например, Moenke, 1974), сложная картине спектра каркасного силиката может быть подразделена на область валентных колебаний (Si, Al) O_4-тетраэдра (950–1200 $см^{-1}$), деформационных колебаний тетраэдра (400–500 $см^{-1}$) и промежуточную область (550–850 $см^{-1}$), колебания в которой связаны с полимеризацией тетраэдров, т.е. с их взаимодействием.

Как видно из рис.16, переход альбита в стеклообразное состояние вызывает исчезновение тонкой структуры линий, связанной

с асимметрией и индивидуальными особенностями тетраэдров. Увеличивается ширина линий (т.е. увеличивается разброс (Si, Al) – O связей по длинам и энергиям) и уменьшается их интенсивность.

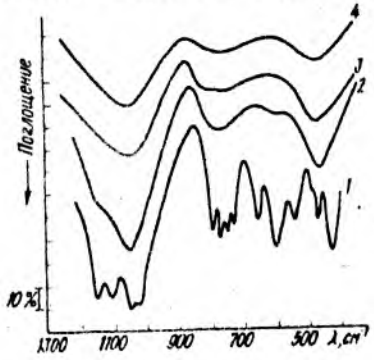


Рис.16. Спектры поглощения низкого альбита (Октябрьский массив, Приазовье) и полученного из него стекла:

1 – альбит, 2 – стекло (1200°С, кратковременный нагрев на воздухе); 3 – то же, 1650°С, вакуум (10^{-3} атм); 4 – то же, 1650°С, на воздухе 2 ч.

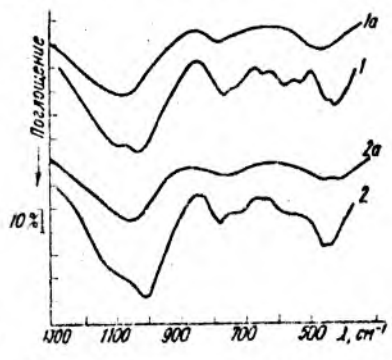


Рис. 17. Спектры поглощения порошков горных пород и полученных из них стекол в ИК-области:

1 – гранит, обр.15/5 (см. табл. 7); 1,а – стекло по обр. 15/5, кратковременный нагрев в вакууме (10^{-3} атм), t = 1650°С; 2 – биотитовый гнейс, обр. 16/1 (см. табл. 7); 2,а – стекло по обр. 16/1, кратковременный прогрев в вакууме (10^{-3} атм), t = 1650°С.

Особенно значительно уменьшение интенсивности линий в промежуточной области (550–850 $см^{-1}$), что определяется ослаблением взаимодействия (Si, Al)O_4-тетраэдров в стекле по сравнению с кристаллической постройкой. Из рис.17 видно, что увеличение температуры и времени прогрева ведет ко все большему расширению линий поглощения в стекле, полученном путем закалки.

Такая же картина наблюдается при переходе от спектров порошков горных пород, представляющих собой пропорциональную сумму спектров силикатов, слагающих эти породы, к спектрам стекол, полученным из этих пород путем высокотемпературного расплавления и закалки (рис.17).

Таким образом, степень диффузности линий поглощения в ИК-спектре могла бы явиться мерой разупорядочения строения стекла.

Для оценки формы линии обычно используется ее полуширина, т.е. ширина на половине высоты, или интегральная ширина, т.е. ширина линии, выпрямленной до прямоугольного профиля, равного по высоте и площади профилю исследуемой линии. В нашем случае, поскольку возникают трудности в определении общей высоты линии (уровня фона) и в то же время требуется лишь сравнительная оценка формы линии, мы характеризовали ее при помощи тангенса угла наклона профиля. Тангенс вычислялся как отношение наблюдаемой полувысоты линии (в процентах поглощения) к полуширине (в $см^{-1}$). В табл.7 суммированы результаты измерения тангенса угла наклона профиля основного пика в области 1000–1200 $см^{-1}$. Из нее видно, что исследованные стекла болтышских импактитов ближе по степени разупорядочения к стеклам, полученным путем перегрева до 1700–1850°С и последующей закалки гранитоидных расплавов, чем к кристаллическим фазам и природному стеклу – обсидиану.

Таким образом, результаты изучения включений минеральных обломков и импактного стекла свидетельствуют о существовании очень высоких температур расплава (по крайней мере 1500–1800°С), недостижимых при эндогенных эффузивных процессах и связанных с ударными нагрузками, превышающими 0,5 мбар.

Сопоставление с данными (Грин, Рингвуд, 1970) свидетельствует о кристаллизации импактитов как "сухого" расплава при давлении, близкому к нормальному. При этом температура образования плагиоклазовых микроклинов может быть оценена в 1200°С, а ассоциация плагиоклаз – пироксен – стекло – в 1150°С.

Ниже на глубинах 790–900 м резко увеличивается количество обломков кристаллов и брекчированных гранитоидов. Размер обломков достигает нескольких метров, а интервалы их развития более 10 м (792–824, 858–875, 888–900 м). Встречаются также и горизонты массивных импактитов (824–826, 840–858, 875–888 м).

Минералы гранитоидных обломков, глыб и брекчий несут отчетливые признаки ударного метаморфизма: плоскостные системы в кварце с ω- и π-ориентировкой (рис.18) (Юрк и др., 1974; 1975); плоскостные системы и зоны смятия в биотите, диаплектовые стекла по полевым шпатам и кварцу, изотропизации пироксена и др.

Массивные импактиты, встречающиеся в виде прослоев, лучше раскристаллизованы, чем вышележащие: содержат больше микролитов ромбического пироксена и плагиоклаза, стекло в большинстве случаев полностью раскристаллизовано с образованием сферолитов калиевого полевого шпата.

Таблица 7

Характеристика формы основного максимума поглощения в ИК-области главнейших породообразующих минералов, горных пород и стекол

Характеристика объекта исследования	Тангенс угла наклона профиля пика, 10^{-2}, см
Кварц из гранита, обр. II/5	0,31
Кварц из пегматита, обр.В-I	0,25
Альбит (низкий) из мариуполита, обр.3	0,28
Микроклин из гранита, обр.II/5	0,23
Обсидиан, обр.М-I	0,22
Биотитовый гнейс, обр.I6/I (кварц, микроклин, плагиоклаз: SiO_2 69%; Al_2O_3 I4; Na_2O 2; K_2O 6; CaO 2; Fe_2O_3 4; MgO 1,5%)	0,2I
Гранит, обр.I5/5 (кварц, микроклин, олигоклаз; SiO_2 73%; Al_2O_3 I5; Na_2O 3; K_2O 6,5; CaO 2,5; Fe_2O_3 5; MgO 0,5%)	0,I7
Стекло по образцу I6/I, получено кратковременным прогревом в атмосфере азота до температуры I850°C	0,09
Стекло по образцу I6/I, получено кратковременным прогревом в вакууме (10^{-3} атм) до температуры I650°C	0,09
Стекло по образцу I5/5, получено кратковременным прогревом в атмосфере азота до температуры I850°C	0,I3
Стекло по образцу I5/5, получено кратковременным прогревом в вакууме (10^{-3} атм) до температуры I650°C	0,II
Стекло по альбиту (обр.3), получено кратковременным прогревом в вакууме (10^{-3} атм) до температуры I650°C	0,I7
Стекло по альбиту (обр.3), кратковременный прогрев при I200°C на воздухе	0,22
То же, нагрев на воздухе при I400°C 2 ч	0,I2
То же, нагрев на воздухе, I680°C 2 ч	0,II
Стекла импактита Болтышского кратера, скв.II475 (образцы Г.К.Еременко; состав: SiO_2 66,5 – 68; Al_2O_3 I4,5; CaO 2; Na_2O 3; K_2O 2; Fe_2O_3 3; MgO I,5 на глубине, м:	
670	0,I7
687	0,I7
705	0,I2
733	0,II
778	0,I3

Завершается разрез толщи импактных пород горизонтом брекчий (900-915 м) зювитового облика, от типичных зювитов отличающихся тем, что гетерогенное стекло встречается не только в обломках, но и в цементе. Брекчия имеет полимиктовый характер: в ней содержатся обломки кристаллов кварца, полевых шпатов со следами ударного метаморфизма, а также гранитоидов и измененных алевролитов (?).

Глубже (916–I060 м) залегает дробленая, часто до состояния горной муки, гранитоидная порода, а ниже (I060–II40 м) – катаклазированные, сильно трещиноватые граниты и мигматиты.

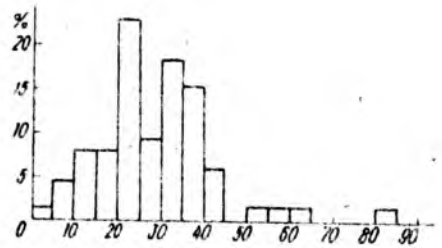


Рис.I8. Гистограмма распределения углов – полюс полярного элемента – оптическая ось обломков кварца в импактных породах Болтышского кратера (по Юрку, Еременко, Полканову, I974).

Некоторые изменения химического состава при переходе от гранитоидов основания к импактитам и импактитов по разрезу иллюстрируются табл.8. Несмотря на недостаточную представительность данной таблицы из-за малого количества анализов, можно сделать вывод об обогащенных зювитоподобных пород K_2O, а верхнего горизонта импактитов и Na_2O – относительно гранитоидов основания. Массивные импактиты характеризуются примерно постоянным составом, несколько меньшим содержанием SiO по сравнению с гранитами мишени.

Некоторое уменьшение содержания SiO_2 в импактитах по сравнению с породами мишени характерно для импактитов вообще (Dence, I97I) и может быть объяснено испарением SiO_2 из перегретых силикатных расплавов.

Сложный характер изменения содержания щелочей может быть объяснен следующим образом. Резкое увеличение K_2O в зювитоподобной брекчии низов кратера (908 м) связано с селективным плавлением нижележащих гранитов и испарением части Na_2O, FeO и других окислов. Натрий мог частично накапливаться в вышележащей толще массивных импактитов, где количество Na_2O примерно равно количеству K_2O. В пористом импактите верхов разреза (595 м) вследствие относительно быстрого остывания некоторое количество щелочей нижележащей толщи могло связываться, в результате произошло общее обогащение этой породы щелочами. Путем постановки специаль-

Химический состав горных пород Бол

Номер анализа	Порода, глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
I	Гранит Кировоградского типа, катаклазированный, II20	69,22	0,32	I4,36	I,60	2,5I
2	То же, I086	70,96	0,32	I3,68	I,2I	2,I5
3	То же, I060	67,44	0,42	I4,05	2,40	3,23
4	Лейкократовый гранит, 950	76,I8	0,20	II,50	0,4I	I,79
5	Зювитоподобная брекчия, 908	62,84	0,23	I5,32	I,2I	I,79
6	То же, 840	74,40	0,23	I2,29	2,50	Не обн.
7	Массивный импактит, 733	68,23	0,50	I4,70	0,47	3,I8
8	То же, 705	66,46	0,38	I4,62	0,65	2,75
9	То же, 687	67,46	0,2I	I4,36	0,78	0,6I
I0	То же, 686	67,I0	0,42	I4,I0	I,07	2,48
II	Пористый импактит, 595	7I,04	Сл.	I6,46	0,I0	Не обн.

Примечание: анализы I-5 выполнены в химической ла ным Г.К.Еременко, аналитик В.А.Велько (ИМР МГ УССР); I0 - по рито-дацитовый перлит".

ных экспериментов (Парфенова и др., I976) и при изучении некоторых технологических процессов (Гордова, I97I) показано, что из перегретых кислых силикатных расплавов Na_2O испаряется лучше, чем K_2O. В связи с этим в пористом импактите количество окиси калия превышает содержание окиси натрия.

По разрезу скв.II475 исследовался также микрокомпонентный состав горных пород. Импактные породы оказались заметно обогащенными Ni и Co по сравнению с вмещающими гранитоидами (табл.9), что можно отнести за счет контаминации расплава веществом метеорита. Менее объяснимо увеличение содержания хрома ($5 \cdot 10^{-3}$% против $2 \cdot 10^{-4}$%) и ванадия ($5 \cdot 10^{-3}$% против $6 \cdot 10^{-4}$%) в импактитах по сравнению с мишенью. Одновременно уменьшается содержание в импактитах циркония и редких земель, что связано, очевидно, с миграцией этих элементов в силикатных расплавов.

Таблица 8

тышского кратера

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	H_2O	Сумма
0,06	0,65	I,54	3,28	5,00	0,II	Нет	0,95	Нет	99,60
0,06	I,49	0,98	2,42	5,50	0,II	0,I5	I,25	"	I00,28
0,08	I,74	0,70	2,86	4,50	0,I5	0,I7	2,07	"	99,80
0,05	I,0I	0,60	2,57	5,00	0,06	-	0,93	"	I00,30
0,05	I,83	2,66	2,70	8,00	0,II	0,II	2,8I	"	99,66
Сл.	Не обн.	I,3I	I,62	6,48	0,I3	0,02	I,04	"	I00,02
0,0I	I,47	2,04	3,I3	3,86	0,24	0,02	2,20	"	I00,I5
0,0I	I,54	2,25	3,I8	3,24	0,I8	0,03	4,63	"	99,93
0,0I	I,4I	2,03	3,I3	3,24	0,20	0,03	4,8I	"	98,28
0,06	I,I2	I,96	3,35	3,57	0,23	Не обн.	4,42	0,34	I00,23
Не обн.	0,I6	0,58	4,49	7,20	0,I6	0,06	0,70	Нет	I00,95

боратории ИГН АН УССР, аналитик Н.Г.Котляр. Анализы 6-9,II по дан- А.П.Никольскому (I974), в оригинале порода - "гиперстеновый липа-

Таблица 9

Содержание (в $10^{-4}\%$) никеля и кобальта в импактитах и вмещающих гранитоидах Болтышского кратера (скв.II475)

Порода, интервал глубин, м	Никель				Кобальт		
	n	$\bar{x}$	S	S_{max}	$\bar{x}$	S	S_{max}
Пористый импактит, 545-580	4	I8	2,6	7,5	5,3	I,35	3,5
Массивный импактит, 580-790	34	27	6	7,2	6,7	2,0	2,5
Импактиты с включением гранитоидных обломков, зювитоподобные породы 790-915	I3	I7	I5,2	2I,3	9,3	8	I2
Граниты, мигматиты, 915-II20	6	I,4	0,65	I,I8	<I		

Примечание: Содержание никеля и кобальта определено спектроскопически Н.О.Дьяковой (ИМР МГ УССР): n - количество образцов, $\bar{x}$ - среднее арифметическое содержание, S - средняя квадратичная погрешность (вычисленная), S_{max} - максимальное значение среднеквадратичной погрешности при $P = 0,9$.

Закратерные выбросы

Образование Болтышского кратера сопровождалось мощными выбросами. Перемещенный материал сохранился на значительной территории (рис.19). Брекчии, объединяемые в райгородскую свиту верхнего мела или нижнего палеогена, картировались В.П.Брянским, В.К.Рябчуном, Л.И.Рябчун и другими геологами на площадях вокруг Болтышской структуры. В.А.Голубев указывал на остатки кольцевого вала, в частности, на встреченную в скважинах "полностью несортированную пылевато-обломочную рыхлую породу мощностью 1-3 м, залегающую непосредственно на фундаменте" (Голубев и др., 1974).

Анализ материалов геологической съемки и изучение обнажений по периферии Болтышского кратера, проведенное Е.П.Гуровым и нами в 1975 г., показали, что рыхлые породы наиболее возвышенной части вала Болтышского кратера к настоящему времени не сохранились. "Корни" вала в виде приподнятой на 30-50 м поверхности сильно дислоцированных кристаллических пород окружают депрессию кратера в виде кольца диаметром 4-5 км. Поверхность их постепенно понижается в радиальном направлении от центра кратера, на ней появляются закратерные выбросы, ранее считавшиеся осадочными (обвальными?) брекчиями и объединявшиеся в райгородскую свиту (Стратиграфическая легенда.., 1968).

Авторами и Е.П.Гуровым разрез закратерных выбросов изучался в обнажениях приустьевых частей Сухого и Сырого Ташлыка, в прилегающей к ним части долины р.Тясмина, а также в системе оврагов и балок, впадающих в эти реки. Авторы благодарны В.П.Брянскому за указание района наиболее полного обнажения брекчий у с.Лебедовки.

Изученная территория распространения закратерных выбросов удалена от центра кратера на расстояния 21-29 км, т.е. на 2-2,8 его радиуса. Закратерные выбросы имеют здесь четкое двухчленное строение, что характерно для подобных образований вообще (Engelhardt, 1971; Roberts, 1968). Нижний горизонт сложен осветленными, интенсивно трещиноватыми обломками кировоградских гранитов, мигматитов и гнейсов, цементирующихся пылеватым материалом. Эти дресвяные брекчии распространены, очевидно, не повсеместно, а в углублениях поверхности кристаллического фундамента, представляющих собой борозды выпахивания, образовавшиеся при разлете обломков по пологим траекториям. Материал этих брекчий, как это установлено в кратерах, образовавшихся при атомных взрывах

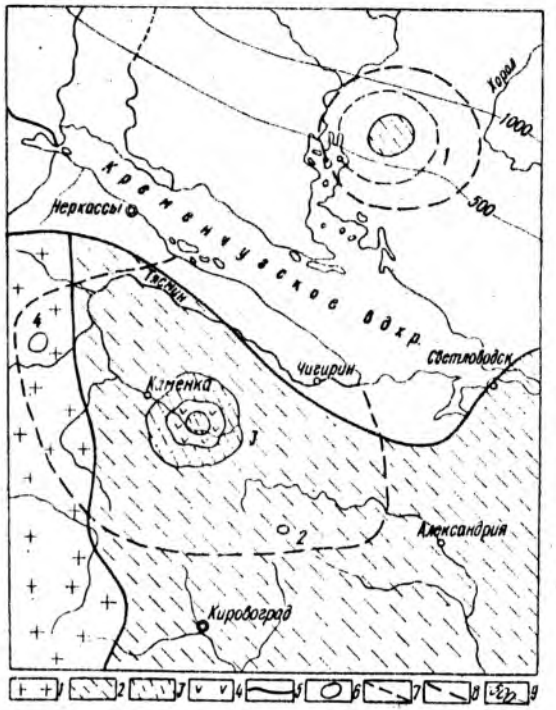


Рис.19.Схематическая геологическая карта района Приднепровской группы метеоритных кратеров:
1 - граниты-рапакиви и другие породы Корсунь-Новомиргородского плутона; 2 - граниты, мигматиты кировоградского типа, гнейсы; 3 - брекчированные кристаллические породы, аллогенные брекчии; 4 - массивные импактиты; 5 - геологические границы, изолиния нулевой отметки поверхности фундамента; 6 - взрывные метеоритные кратеры (цифры на карте): 1 - Оболонский, 2 - Зеленогайский, 3 - Болтышский, 4 - Ротмистровский. Предполагаемые границы: 7 - внешней воронки Оболонского кратера; 8 - зон закратерных выбросов; 9 - изолинии поверхности кристаллического фундамента,м.

(Roberts, 1968), сформировался при "волочении" обломков вдоль поверхности земли. Микроскопическое изучение показало проявление здесь ударного метаморфизма в режиме I: тонкая фрагментация кристаллов кварца и полевого шпата, иногда с некоторым разворотом осколков, образование зон смятия в биотите. Наблюдавшаяся мощность нижнего горизонта брекчий достигает 8 м.

Выше залегает аллогенная брекчия, сложенная обломками и глыбами горных пород и минералов, цементирующихся пылевато-глинистым материалом. По внешнему облику ее иногда нельзя отличить от аллогенных брекчий внутренних воронок Зеленогайского и Ротмистровского кратеров. Особенностью ее является наличие больших глыб гранитоидов уплощенной и овальной формы. Наряду с сильно трещиноватыми и выветрившимися глыбами встречаются относительно свежие, достигающие размеров 5 х 5 х 7 м (обнажения у с.Лебедовки). Иногда глыбы вмяты в нижележащий слой дресвяных брекчий. Брекчии верхнего слоя окрашены в зеленоватые или буроватые тона, содержат обломки гнейсов, кировоградских гранитов, писчего мела, а также импактитов, выветрившихся диаплектовых стекол, капелек гетерогенных стекол плавления. Обнаружение и изучение обломков писчего мела в аллогенной брекчии закратерных выбросов, возможно, будет благоприятствовать уточнению времени падения болтышского метеорита.

Количество грубых обломков составляет около половины в низах горизонта и уменьшается до 0,1 в его верхах. Максимальная отмеченная мощность этого горизонта брекчий 10 м.

Серовато-зеленые брекчии верхнего горизонта образуют кластические дайки и жилы сложной ветвящейся формы мощностью до 0,4 м в нижележащей белесой дресвяной брекчии (обнажения у с.Лебедовки).

Брекчии верхнего горизонта представляют собой упавший слабо отсортированный материал, летевший по высоким траекториям. Кроме аналогии со свежими кратерами (Engelhardt, 1971, 1974; Roberts, 1968) об этом свидетельствует образование углублений в нижнем слое брекчий под наиболее крупными глыбами.

В обломках минералов и горных пород верхнего горизонта брекчий закратерных выбросов установлены признаки ударного метаморфизма в смешаннофазном режиме П и режиме фаз высоких давлений Ш. До 10% обломочных зерен кварца несут здесь планарные элементы. Е.П.Гуровым измерены ω-$\{10\bar{1}3\}$, χ-$\{10\bar{1}2\}$, r-$\{10\bar{1}1\}$ и ρ-$\{21\bar{3}1\}$-ориентировки планарных элементов, которым соответствуют углы между оптической осью кварца и плоскостных элементов 23; 32,5; 51,8; 78,5°. Отмечены также планарные элементы в зернах полевого шпата и биотита. До 90% зерен биотита имеют, кроме того, отчетливые зоны смятия.

Встречаются в брекчии маскелинитизированные плагиоклазы, реже диаплектовые стекла по кварцу.

Повсеместно в брекчии распространены каплевидные и неправильной формы обломки стекол плавления размером до 3 мм, а в обнажениях у с.Ярового близ устья р.Ташлыка в брекчии встречены обломки импактитов размером до 10-15 см. В стекловатом базисе импактитов заключены обломки минералов с признаками ударного метаморфизма.

По данным геолого-съемочных работ, проведенных под руководством В.К.Рябчуна, общая мощность брекчий по керну скважин, пробуренных в междуречьи Сухой Ташлык – Мокрый Ташлык на расстоянии около 40 км (2,3 радиуса) от центра Болтышского кратера, составляет 24 м, а в междуречьи Сырой Ташлык – Гнилой Ташлык на расстоянии 55 км (3,2 радиуса) – 10 м.

Интерпретация генезиса Болтышского кратера

Образование Болтышского кратера, безусловно, было исключительным по характеру и масштабам событием геологически недавнего прошлого Украинского щита (наиболее достоверная датировка возраста этого события 70-100 млн.лет).

Попытаемся дать приближенную количественную оценку энергии, размера, состава Болтышского метеорита и некоторых геологических последствий его взрыва.

По эмпирической зависимости Лэмпсона (Шумейкер, 1968) $W \sim D^3$, где W – энергия взрыва при образовании кратера, а D – его диаметр. Использовав оценку Ю.М.Шумейкера для энергии взрыва Аризонского кратера (D = 1,2 км, W = 1,7 Мт), получим в случае Болтышского кратера (средний диаметр 22 км)

$$W = \frac{(22)^3 \cdot 1{,}7}{(1{,}2)^3} \approx 10{,}6 \cdot 10^3 \text{ Мт} \approx 3{,}1 \cdot 10^{26} \text{ эрг}.$$

Величина энергии образования взрывного кратера равна кинетической энергии метеорита $W = E = \frac{Mv^2}{2}$, откуда значение массы метеорита составит $M = \frac{2E}{v^2}$, где v – его скорость при столкновении с Землей. Минимальное значение v = 9,4 км/с; из данных (Шумейкер, 1968; Вуд, 1974; Мейсон, 1965) следует, что наиболее вероятное значение должно составлять 15 км/с, а максимальное для метеоритов солнечной системы 70 км/с. Этим скоростям соответствуют примерные значения массы Болтышского метеорита 860 млн.т при минимальной скорости, 280 млн.т при наиболее вероятной и 18 млн.т при максимальной.

Оценить массу космического тела, давшего начало Болтышскому метеориту, можно и другим способом. Наиболее вероятная величина контаминации болтышских импактитов космогенным никелем составляет около $20 \cdot 10^{-4}$%. Объем тела импактитов с учетом теоретической формы кратера (Dence, 1973) можно определить как $v = \frac{1}{2}\pi a^2 h - \frac{\pi h}{3}(R^2 + r^2 + Rr)$, где a – радиус поверхности воронки, выполненной импактитами, R – радиус основания конуса центральной горки, r – радиус сечения конуса центральной горки на уровне поверхности импактных пород, h – их максимальная мощность. Для упрощения расчетов, неизбежно носящих приближенный характер, принято, что центральная горка имеет форму усеченного кругового конуса.

Приняв, согласно данным (Голубев и др., 1974; Басс и др., 1967; Юрк и др., 1974), a = 6 км, h = 500 м, R = 3 км и r = 2 км, получим объем импактитов Болтышского кратера $v \approx 18{,}8 \cdot 10^9$ м^3, а для массы $M \approx 18{,}8 \cdot 10^9 \cdot 2{,}6 = 48{,}9 \cdot 10^9 \approx 50 \cdot 10^9$ т. Тогда количество метеоритного никеля в импактитах составит $C = 50 \cdot 10^9 \cdot 20 \cdot 10^{-6} = 10^6$ т. Если допустить, что космическое тело было метеоритом обычного состава, то, согласно данным о средних содержаниях элементов в метеоритах (например, Мияки, 1969), общая масса ассимилированного метеорита должна быть примерно в 12 раз (для железного) или в 66 раз (для каменного) превосходить массу метеоритного никеля. В нашем случае, учитывая увеличение содержания хрома в импактитах по сравнению с породами мишени, второе предположение кажется более вероятным. Тогда общее количество метеоритного вещества, растворенного в импактите, составит 66 млн.т. Если учесть, что кратерные импактиты составляют не более 1/10 всех выброшенных пород, в том числе и расплавленных обломков, содержащих вещество метеорита, то истинное значение массы метеорита следует принять значительно большим. По данным определения никеля в зювитах и аллогенных брекчиях Болтышского и Ильинецкого кратеров, можно заключить, что содержание метеоритного никеля в этих породах составляет не менее 1/2 его содержания в массивных импактитах. Тогда общая масса космогенного вещества должна быть примерно в 4–5 раз большей, чем ассимилированная импактитами, т.е. должна составлять около 300 млн.т. Это весьма удовлетворительно совпадает с оценкой, сделанной выше, исходя из размеров кратера при наиболее вероятной скорости метеорита (v = 15 км/с). Тогда диаметр метеорита (в предположении его сферической формы и плотности 2,7 г/см^3) должен составлять 600 м. Для каменного метеорита при v = 15 км/с соотношение радиусов воронки и метеорита $R/r \approx 45$, т.е. при $R \approx 11$ км в случае Болтышского кратера r = 245 м, а диаметр 490 м (Станюкович, Федынский, 1947).

Рассмотрим также вопрос о рыхлых осадках, покрывших окружающую территорию в момент взрыва. Общую массу их точно определить трудно, учитывая значительную модификацию формы кратера после его образования, но оценена она может быть в 10^{12} т или $5 \cdot 10^{11}$ м^3. Больше половины их должно было осесть на расстоянии 30–40 км от центра структуры (около 20–25 км от края кратера), образовав вал, высота которого по соотношениям, установленным в работе (Болдуин, 1968$_б$), должна была достигать 660 м.

Средняя мощность выбросов (Engelhardt, 1974) уменьшается с расстоянием по закону

$$t = T(R/r)^B,$$

где t – мощность выбросов, T – максимальная мощность выбросов, R – радиус кратера, r – расстояние от центра кратера до точки, в которой мощность выбросов составляет t, B – эмпирическая величина, равная 3,5 для случая кратеров ядерных взрывов. В главе I указывалось, что по данным другой работы (Stoffler e.o., 1973), являющимся по условиям эксперимента более далеким приближением к метеоритным взрывам, B = 3,3.

Рассчитанный по этой формуле радиус зоны с мощностью выбросов более 1 м составляет 70 км, а с мощностью 10 см и более – 135 км.

Проведенные численные оценки не претендуют на высокую точность, прежде всего, вследствие допущения подобия взрывных метеоритных и ядерных кратеров, что носит нестрогий характер, а также вследствие иных допущений. Цель приведенных выше расчетов – лишь иллюстрация грандиозного масштаба явлений.

РОТМИСТРОВСКИЙ КРАТЕР

Ротмистровский взрывной метеоритный кратер расположен в центральной части Украинского щита примерно в 40 км северо-западнее Болтышского кратера у с.Ротмистровки Кировоградской обл.

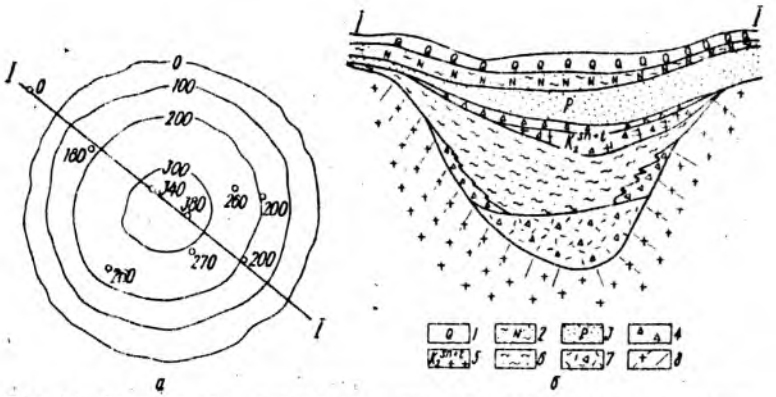


Рис.20. Предполагаемое положение изолиний поверхности кристаллического фундамента (в м) в пределах Ротмистровского кратера (а). Обозначено положение скважин и глубина поверхности брекчированных пород основания; б – схематический геологический разрез Ротмистровского кратера по линии I – I. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:4;
1 – суглинки, пески (антропоген); 2 – красно-бурая глина, песок (неоген); 3 – пески, мергель (палеоген); 4 – брекчия; 5 – писчий мел, мергель (мел); 6 – алевриты, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы; 7 – аллогенные брекчии, зювиты; 8 – аутигенные брекчии, контокатаклазиты по гранитоидам.

Впадина в кристаллическом фундаменте была обнаружена в 1960 г. Л.И.Рябчун, В.К.Рябчуном и Н.Ф.Поддубным, В.А.Свиридовым, проводившими геолого-съемочные работы на смежных площадях. Более детальные сведения о геологическом строении впадины получены В.К.Грабовским и другими при проведении геолого-поисковых работ на горючие сланцы в 1964-1968 гг. (Басс и др., 1967). В то время впадине приписывалось тектоническое происхождение.

В.Л.Масайтис предположительно (Масайтис, 1973), а позднее определенно (Масайтис, 1975) диагностировал Ротмистровскую структуру как взрывной метеоритный кратер*. Подобные соображения были высказаны В.А.Голубевым, а также Ю.Ю.Юрком и другими (Юрк и др., 1974, 1975).

В 1975 г. нами были диагностированы в брекчиях Ротмистровской структуры отчетливые признаки ударного метаморфизма минералов, установлена распространенность пород типа зювитов. К на-

*К моменту подготовки к печати настоящей монографии была опубликована работа (Масайтис и др., 1976), в которой приведены данные по изучению ударного метаморфизма Ротмистровского кратера.

чалу наших исследований керн скважин полностью не сохранился, доступными для изучения оказались отдельные образцы горных пород, вскрытых при бурении преимущественно в центральных частях структуры (рис.20,а).

Ротмистровский кратер образован в гранитах рапакиви и рапакиви-видных биотит-амфиболовых гранитах Новомиргородского плутона. На рис.20,б интерпретирован геологический разрез впадины, выполненный по результатам геолого-съемочных и поисковых работ упомянутых выше авторов и по изучению вещественного состава пород. Кратер выражен в современном рельефе в виде мало контрастного блюдцеобразного понижения. Разрез кайнозойских отложений в центральной части кратера следующий:

Почва, суглинок, песок – антропоген	35 м
Глина красно-бурая, песок – неоген	10 м
Песок серый – палеоген, полтавская свита	15 м
Пески зеленовато-серые, серые глауконит-кварцевые, кварцевые, мергель – палеоген, киевская свита	45 м
Песок темно-серый с прослоями бурого угля – палеоген, бучакская свита	20 м

В центральной части кратера намечается увеличение мощности кайнозойских отложений (примерно на 40 м), особенно бучакских и киевских по сравнению с окружающей территорией, что можно интерпретировать как отражение в рельефе дна бассейна седиментации контуров кратерной воронки, очертания которой сохраняются, по данным эксперимента (Beals, Hitchen, 1970), даже при троекратном превышении мощности кратерных осадков над глубиной первичной воронки. Об этом также свидетельствует некоторое уменьшение мощности бучакских и киевских отложений над предполагаемыми "корнями" кратерного вала.

Под кайнозойскими отложениями в кратерной воронке залегает щебневая, глыбовая брекчия, обломки в которой представлены гранитами основания кратера, брекчиями, в том числе зювитового типа. Цемент брекчии мелкообломочный, иногда карбонатный. Этот слой, почти повсеместно перекрывающий впадину, представлен, очевидно, переотложенными выбросами, слагавшими вал кратера. Мощность этого слоя изменчива, составляет в среднем около 10 м и максимально достигает 22,5 м. Нужно отметить, что продукты разрушения кратерного вала не представляют собой четкого стратиграфически выраженного горизонта. Например, они слагают семиметровый прослой (133-140 м) в толще писчего мела (128-147 м), вскрытой скв.10465.

Мощность горизонта писчего мела (сеноман-турон) составляет от 31 м в центре структуры (скв.10463) до 0 в ее окраинных частях (скв.734), где он, очевидно, фациально сменяется терригенными песчано-глинистыми образованиями. Имевшийся в нашем распоряжении образец писчего мела (скв.10463, гл.142 м) состоял из тонкокристаллического обломочного карбонатного материала со значительной (около 20%) примесью зерен кварца и полевых шпатов преимущественно алевритовой размерности. Такая значительная примесь терригенной силикатной компоненты не характерна для писчего мела и ее следует объяснять близостью кратерного вала, продолжавшего существовать в виде денудируемой формы рельефа.

Под слоем писчего мела, а в периферийной части кратера непосредственно под бучакскими песками, залегает толща песчано-глинистых пород, состоящая из чередующихся алевролито-глинистых и песчанистых, часто грубозернистых слоев. В верхах толщи залегает горизонт битуминозных глинистых сланцев. В низах количество грубозернистого материала резко увеличивается. В скв.10463, расположенной в центральной части кратера на глубине 253 м, залегает осадочная брекчия, состоящая из угловатых обломков кварца и полевого шпата размером 2-3 см (70%) и мелкозернистого кремнисто-слюдистого цемента (30%). Кварцевые и полевошпатовые зерна несут следы интенсивного дробления, в биотите отмечены зоны смятия. Эту толщу следует относить к кратерным осадкам; общая мощность ее в центральной части структуры около 160 м.

Ниже залегает толща аллогенных брекчий и зювитов. По имевшимся в нашем распоряжении немногочисленным образцам стратифицировать ее не представляется возможным. Затруднение вызывает даже определение общей мощности толщи, поскольку и низы кратерных осадков, и цементирующая масса аутигенной брекчии в отдельных штуфах иногда неотличимы от аллогенных взрывных образований.

Аллогенная брекчия имеет полимиктовый характер, она содержит обломки зерен кварца, полевых шпатов, граната, гранитоидных пород, а также алевролита (скв.10463, гл.304,5 м) и карбонатной породы (скв.10467, гл.248 м). В брекчии встречаются обломки диаплектовых полевых шпатов и стекол плавления: мономинеральных, "пузырчатых" полевошпатовых и гетерогенных флюидальных. Зерна кварца и полевого шпата часто раздроблены с разворотом фрагментов, прослеживаются изогнутые двойниковые швы кристаллов плагиоклазов, планарные элементы в кристаллах кварца. Планарные элементы кварца часто образуют несколько систем в зерне. Установлено преобладание углов 23, 40 и 50° между полюсами планарных элементов и оптической осью кварца.

Глубже залегают типичные зювиты (скв.10465, гл.341 м; скв. 10467, гл.278 м, фото 18), состоящие примерно на 30% из лепешковидных обломков стекла, фрагментов кристаллов минералов. Среди последних отмечены зерна кварца, полевых шпатов и биотита с планарными элементами, диаплектовые кварцевые и калишпатовые стекла, диаплектовый плагиоклаз, замещаемый стеклом вдоль двойниковых швов, кристаллы биотита, замещающиеся изотропной массой. Зювиты чередуются с менее стекловатыми аллогенными брекчиями (скв. 10463, гл.350 м).

Порода, которая, судя по описанию, относится к зювиту или даже к стекловатому импактиту (скв.760, глуб.270,8 м), по данным Л.И.Рябчун и В.К.Рябчуна, имеет такой состав (в %): SiO_2 65,43; TiO_2 0,47; Al_2O_3 15,10; Fe_2O_3 1,82; FeO 1,74; MgO 1,12; CaO 1,27; MnO сл.; Na_2O 1,80; K_2O 4,55; SO_3 0,72; п.п.п. 2,45; H_2O^- 3,18. От гранитов-рапакиви района отличается несколько меньшим содержанием SiO_2 и Na_2O. Это, как и в более изученных импактитах Ильинецкого и Болтышского кратеров, хорошо объясняется селективным испарением SiO и Na_2O из перегретых силикатных расплавов.

К низам аллогенной брекчии количество крупных обломков гранита увеличивается. В образцах деформированного гранита (скв. 10463, гл.376 м) наблюдаются зоны смятия и планарные элементы в кристаллах биотита, дробление зерен каркасных силикатов.

Контакт между аллогенной и аутигенной брекчией можно провести в центре кратера примерно на глубине 400 м. В скв.10463, расположенной вблизи центра структуры, на глубине 397 м встречена брекчия песчаной размерности, цементирующая обломки гранита размером не менее десятков сантиметров. Брекчия имеет тонко измельченную (криптовую) основную массу, содержащую обломки дробленных на месте (с разворотом блоков) зерен кварца; встречаются зерна кварца с несколькими системами планарных элементов, обломки стекол плавления: пузырчатых полевошпатовых и гетерогенных с флюидальной текстурой.

Максимальную мощность аллогенных брекчий, зювитов и импактитов в центре структуры можно оценить в 70 м. В краевых частях структуры на склонах кратера мощность аллогенных брекчий часто не меньше, а даже несколько больше (например, в скв.10467), что можно объяснить обрушением вала.

На основании имеющихся геологических материалов и результатов изучения петрографического состава пород максимальную глубину кратера относительно первоначального уровня можно оценить в 350 ± 50 м, а диаметр в 2,7 ± 0,2 км*. Соотношение параметров кратера удовлетворительно соответствует зависимости Р.Б.Болдуина (1968 б).

Возраст Ротмистровского кратера в настоящее время оценивается двояко: а) такой же, как и Болтышского (предположительно поздний мел); б) несколько более древний (предположительно ранний мел).

ИЛЬИНЕЦКИЙ КРАТЕР

Кратер расположен примерно в 35 км к юго-востоку от г.Винницы в междуречьи Соб – Собик (Сибок)**.

Впервые на существование здесь породы, отличающейся от вмещающих гранитов, указал в 1851 г. К.М.Феофилактов, назвавший ее в 1872 г. фельзитовым порфиром. В.Е.Тарасенко (1898), учитывая необычность породы такого облика для данного региона, первым весьма тщательно изучал ее химический и минералогический состав. Он установил в обнажениях по правому борту р.Собика породы: черную, названную им трахитом или ортофиром, а в вершине от нее по левому берегу – рыхлую, названную вулканическим туфом. В.Е.Тарасенко сделал ряд тонких наблюдений, отметив, в частности, обломочный характер кристаллов кварца и крупных кристаллов полевого шпата в породах эффузивного облика, катакластический характер структуры зерен этих минералов. Он пришел к выводу, что "кварц не принадлежит аутигенным составным частям и представляет включения, заимствованные из соседних пород" (Тарасенко, 1898, с.6).

Существенно новые результаты были получены лишь 60 лет спустя, когда выяснилось более широкое, чем считалось ранее, распространение горных пород эффузивного облика, и проведены первые определения их абсолютного возраста (Рябенко, 1962).

---

*В работе В.Л.Масайтиса и др. (1976) приведена ошибочная величина диаметра Ротмистровского кратера (5 км).

**Правильное название реки Собик (по Тарасенко, 1898, – Собчик), т.е. уменьшительное от "Собь". "Сибок", видимо, повторяемая опечатка одной из топографических карт.

Позднейшими геолого-геофизическими работами, частично обобщенными в статьях (Логвин и др., 1972; Быстревская, Земсков, 1974; Быстревская, Земсков, Виноградов, 1974), установлена почти изометричная форма площади распространения этих пород и "чашеобразное понижение силы тяжести под центром эффузива" (Логвин и др. 1972), трактовавшегося как кальдера вулкана девонского возраста (Быстревская и др., 1974).

В.Л.Масайтис (1973) отнес Ильинецкую структуру ко взрывным метеоритным кратерам по признакам ударного метаморфизма горных пород. Независимо от него авторами (Вальтер, Рябенко, 1973) на основании изучения плоскостных систем в зернах кварца, а также других признаков ударного метаморфизма ильинецкие "ортофиры" и "туфы" были отнесены к импактитам и аллогенным брекчиям, а структура диагностирована как астроблема. Этот вывод был подтвержден более детальными исследованиями (Вальтер, 1974; 1975; Вальтер, Рябенко, 1976), а также поддержан А.П.Никольским (1975).

Ю.Ю.Юрк, Г.К.Еременко и Ю.А.Полканов (1974; 1975) и В.А.Голубев также предположили принадлежность Ильинецкой структуры к астроблемам.

О.Б.Гинтов, Т.П.Шевченко и В.М.Голуб (1975) приводят аргументы против взрывной метеоритной природы Ильинецкой структуры, опровергнутые, как нам кажется, нашей работой (Вальтер, Рябенко, 1976).

Ильинецкий кратер является глубоко эродированным, наиболее древним из известных на Украинском щите. Вмещающие его породы относятся к нижнему протерозою (2000–2200 млн.лет). Среди них преобладают собиты – кислые породы чарнокитовой серии, состав которых колеблется от диоритов до роговообманковых гранитов. Довольно широко распространены также лейкократовые розовые граниты и пегматиты, а также биотитовые, амфиболовые, пироксеновые гнейсы. По данным геологической съемки Г.Г.Виноградова и других, встречаются также тела основных и ультраосновных горных пород ореднебужского комплекса: габбро, габбро-нориты, амфиболиты. Нами эти породы наблюдались в интенсивно серпентинизированном состоянии в составе аутигенных брекчий.

Изучением обнажений удовлетворительно сохранившегося кернового материала и ревизией некоторых геофизических данных установлены точные контуры распространения в пределах структуры импактитов и аллогенных брекчий. Общая конфигурация площади распро-

странения этих пород близка в настоящее время к кольцу с внешним диаметром 3,2 км (рис.21). Импактные породы обнажаются на юге структуры, а на большей ее части они перекрыты маломощным чехлом кайнозойских осадков. В центре структуры под рыхлым чехлом кайнозоя залегают брекчированные гранитоиды центральной горки, имеющей на современном уровне среза диаметр около 650 м. К востоку и северо-востоку от центра структуры под кайнозойскими отложениями вскрыта линза ранних кратерных осадков, представленных песчано-глинистыми породами, содержащими включения обломков брекчий. Ограниченное распространение этих осадков объясняется асимметричной эрозией Ильинецкого кратера: юго-западная его часть срезана сильнее, чем северо-восточная.

Максимальная мощность кратерных осадков (алевролиты, аргиллиты, глины) составляет около 80 м. Преобладают значения мощности 20-30 м. В основании толщи развиты гравийные песчаники. Главную часть разреза составляют обычно буроватые, серые, голубоватые алевриты с зернами кварца, полевых шпатов, биотита, карбоната, сцементированными глинистым материалом. Часты включения каолинизированных обломков брекчий. Местами над алевритами можно выделить слой, состоящий почти полностью из обломков брекчий, мощностью 10 – 15 м.

По данным работ (Быстревская, Земсков, 1974; Быстревская, Земсков, Виноградов, 1974) оверно-кратерные отложения содержат довольно большое количество спор и других растительных остатков (определения Е.М.Андреевой, ВСЕГЕИ и Л.А.Сергеевой, ИГН АН УССР), свидетельствующих о девонском возрасте вмещающих их пород. Здесь определены:

Protosphaeridium corrugatus A n d r. ($S_2 - D_1$),
Pr.bifercatus A n d r. ($S_2 - D_1$),
Azanomonoletes commutatus T s c h i b r. ($D_1 - D_2$),
Leiotriletes convolutus A n d r . ($S_2 - D_1$),
L.trivialis N a u m. ($S_2 - D_1$),
Acanthotriletes perpusillus N a u m. ($D_1 - D_2$) и др.

Под алевролитами, а на большей части территории кратера непосредственно под кайнозойскими отложениями, залегает полимиктовая брекчия, содержащая обломки гранитоидов, гнейсов, амфиболита, алевролита и мелковернистого песчаника, зерен минералов – кварца, полевого шпата, биотита, граната и др., а также различных стекол. Цемент полимиктовой брекчии – мелкообломочный, криптокристаллический, иногда полностью замещенный вторичными мине-

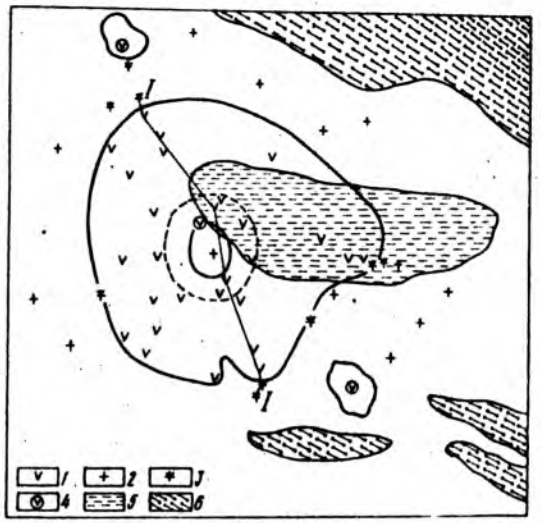


Рис.21. Схематическая геологическая карта Ильинецкого кратера. Под кайнозойскими отложениями обнажаются (по данным бурения и естественных выходов):
1 – брекчии и импактиты, 2 – кристаллические породы докембрия, 3 – кристаллические породы докембрия с жилами брекчий и импактитов, 4 – под маломощным (менее 20 м) слоем брекчий – катаклазированные породы фундамента; 5 – область распространения кратерных осадков; 6 – гнейсы фундамента. Пунктиром отмечено примерное положение оси кольцевой впадины фундамента вокруг центральной горки.

ралами – хлоритом, серицитом и др. В брекчии встречаются гетерогенные стекла с флюидальной структурой, гомогенные полевошпатовые и кварцевые стекла плавления и диаплектовые стекла по этим минералам, диагностируемые по характеру рекристаллизации, реликтам морфологии кристаллов и по сохранившимся участкам исходных минералов.

По обилию обломков стекол плавления, лепешковидных бомб (фледлей) можно параллелизовать описываемую полимиктовую аллогенную брекчию с зювитом. Эта брекчия распространена практически по всей территории кратера, за исключением центральной горки, и обнажается в долине р.Собик. Здесь в левом борту долины реки к западу и к востоку от с.Лугового, а также в западной части села и на небольшой площади в правом борту долины выходы брекчий об-

разуют характерный бугорчатый рельеф: воронки диаметром от 2-3 до 50 м и глубиной 0,5 - 10 м. Наиболее вероятное происхождение этих форм рельефа - древние выработки "мягкого" камня, который добывается и сейчас в двух небольших карьерах для местных нужд.

Обнажающаяся на дневной поверхности брекчия представляет собой местами пористую, кавернозную, но прочную горную породу, обладающую неясной плитчатой отдельностью. Крупные обломки пород имеют уплощенную овальную, реже округлую формы. Размеры обломков 5-8 см (преобладают) до 10-15 см в верхней части разреза, к низам увеличиваются до 0,5-1 м. Кроме обломков пород, среди которых доминируют гранитоиды и гнейсы, характерны крупные обломки слабо раскристаллизованного или замещенного вторичными минералами щелочно-полевошпатового стекла. Часто встречаются также стекловатые "бомбы", неправильной, обычно каплевидной формы с бороздчатой поверхностью. Зачастую можно наблюдать, что они были расплавлены лишь с поверхности, в центре их сохраняются интенсивно деформированные осколки горной породы или их фрагменты.

Полимиктовая брекчия в выветренном состоянии - бурая, в свежем (что заметно даже при расколе крупных кусков в обнажении) - серая, зеленоватая, синеватая. На общем зеленоватом фоне базиса выделяются белесые, формой напоминающие языки пламени, обломки стекла. Таким образом, и "сине-зеленая", и "серо-коричневая" (Никольский, 1975) брекчии - это одна и та же порода, в разной степени выветренная (изменение окраски связано с окислением Fe^{II} - Fe^{III}).

Более мелкая (менее 1 мм) фракция обломков представлена в основном минеральными зернами, изменения которых иллюстрируют степень ударного метаморфизма. Встречаются также более крупные обломки пород, особенно в центральной части структуры, минералы которых несут следы сверхмощного ударного сжатия.

Признаки ударного метаморфизма в горных породах Ильинецкой структуры прослеживались для кварца, полевых шпатов, биотита, пироксена, граната, амфибола.

Детально изучались деформированные структуры кварцевых зерен брекчии из обнажения у с.Лугового и из округлого обломка пегматоидного гранита (диаметром 20 см) из этой брекчии. Деформационные структуры имеют сходное строение в обоих изученных объектах, хотя более отчетливо они выражены в обломке пегматоидного гранита. Дифрактограммы кварца не отличаются от эталонных.

Для кварца аллогенной брекчии, в которой встречаются измененные зерна, не было замечено отклонения плотностных и рефрактометрических характеристик от стандартных значений. Для кварца гранитного обломка получено: $d = 2,63$ г/см^3; $n_0 = 1,542_5$. Измерение проводилось путем уравновешения в растворах жидкости Клерици (d) и иммерсионным методом (n_0). В качестве эталона, вводившегося в изучаемый препарат, использовался измельченный кварц пегматитов Волыни.

В изученных образцах выявлены такие признаки деформации кварца: волнистое погасание, деформационные полосы, структуры сцепления, грубые трещины, мозаичные "прожилки".

Эффект волнистого погасания хорошо известен в кварце тектонитов, регионально метаморфизованных пород, отмечен в импактитах (Шорт, 1968), а также получен при статической деформации кварца (Carter a.o., 1964).

Деформационные полосы - дальнейшее выражение оптической разориентировки. Мелкая блочность, вызывающая волнистое погасание, сменяется более крупной, определяющей появление полос разновременного погасания. Деформационные полосы в нашем случае представляют собой шестоватые блока кварцевых зерен. В разрезе, примерно параллельном оптической оси, они имеют размер (0,1 - 0,2) х (0,5-1,2) мм и более в зависимости от размера зерна. Полосы вытянуты под небольшим углом (10 - 12°) относительно оптической оси кварца, ориентировка оптической оси на границе между полосами меняется скачками на (2 - 8)°. Смещение оптической оси полос одного зерна кварца из обломка пегматоидного гранита приведено на рис.22 в порядке чередования (1-7) блоков от одного края зерна к другому. Хотя отклонения в положении оптических осей разных блоков не намного превышают точность замеров, можно предположить, что их ориентировка колеблется закономерно от одного края к другому. Наблюдающиеся полосы близки к описанным в экспериментально деформированном кварце (Carter a.o., 1964), где они возникают при несколько больших температурах и давлениях по сравнению с волнистым погасанием.

Иногда внутри полос при скрещенных николях видна еще более тонкая (микронная) полосчатость, характеризующаяся разориентировкой $(0,n-2)^0$ и несколько различным двупреломлением полосок. Эта полосчатость напоминает деформационные ламелли искусственно деформированного кварца (Carter a.o., 1964) и отмечена в кварце импактитов (Engelhardt, Bertsch, 1969).

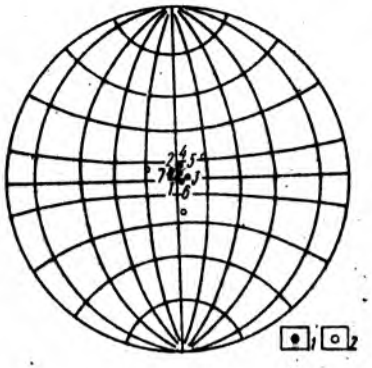


Рис.22. Стереограмма оптической ориентировки ударно метаморфизованных зерен кварца:
I – оптические оси соседних деформационных полос; 2 – полюсы планарных элементов одного из зерен относительно оптической оси (центр).

Структуры сцепления – это мелкозернистая "смазка" между крупными зернами кварца в обломке пегматоидного гранита. Здесь часто наблюдается образование стилолитовых швов, тонкой мозаики взаимно разориентированных кварцевых зернышек размером до 0,I мм.

Из деформационных структур кварца наиболее важны планарные элементы, поскольку они являются типоморфными признаками ударного метаморфизма. Планарные элементы изученного кварца при небольших увеличениях выглядят как открытые трещинки, прямолинейностью и параллельностью напоминающие трещины спайности. Однако при больших увеличениях видно их дискретное строение: они состоят из отдельных округлых, эллиптических или сложной овальной формы изотропных частиц – однофазных включений (изредка прослеживается двухфазное строение включений). Размер включений колеблется от 5 до 0,Iмкм. Подобные планарные элементы известны в кварце импактитов и получили название декорированных (Engelhardt, Bertsch, 1969).

Измерение ориентировки планарных элементов кварца Ильинецкой структуры производилось на федоровском столике. Положение оптической оси определялось по пересечению трех главных сечений, треугольник погрешностей не превышал 2^0. Измерялся угол между полюсом планарного элемента и оптической осью ($P_{пл.эл}$;$P_{o.o}$). Принадлежность нескольких плоскостей с одинаковыми значениями этого угла к одной и той же форме проверялась после перенесения проекции в центр по симметричному положению $P_{пл.эл}$ относительно направления оптической оси. На рис.22, по данным конкретных замеров на одном из зерен (кружки), показано положение $P_{пл.эл}$, отвечающее граням ω-$\{10\bar{1}3\}$.

Гистограмма частот встречаемости углов $P_{пл.эл}$, $P_{o.o}$ для кварца Ильинецкой структуры (рис.23) характеризуется четким мак-

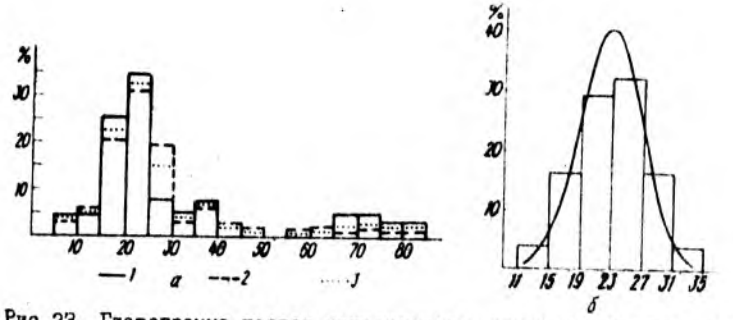


Рис.23. Гистограмма частот встречаемости углов между полюсами планарных элементов и оптической осью ударно-метаморфизованного кварца Ильинецкого кратера.
а – общий вид: I – аллогенная брекчия (обр.I), 2 – гранитный обломок в брекчии (обр.II/5), 3 – общее для двух образцов;
б – детализация в области углов II-35°.

симумом, отвечающим ω-форме (7I% всех размеров). Для области углов II-35° было рассчитано среднее значение I32 замеров: $(22,7 \pm 3,9)^0$ или после округления шага измерения $(23 \pm 4)^0$, что совпадает с теоретическим значением угла $/0001/:P_{\{10\bar{1}3\}}$ и точностью замеров на федоровском столике. При построении распределения относительно этого значения с шагом, равным ошибке, наблюдается хорошее соответствие со стандартным нормальным законом распределения: $w = I/\sqrt{2\pi} \; / \exp(-z^2/2)]$, где w – вероятность (ордината) в %, z – разность между частным значением измеряемой величины и наиболее вероятным (абсцисса) (рис.23,б, кривая). При построении использовались значения функции, табулированные в работе Щиголева (I969). Хорошее совпадение с нормальным законом распределения видно также из соотношения: количество значений в пределах $\pm\sigma$ 6I% (теоретическое 65%); количество значений в пределах $\pm 2\sigma$ 94% (теоретическое 95%). Таким образом, весь разброс значений в этой области объясняется нормальным законом распределения погрешностей измерения одной и той же величины: $/0001/: P_{\{10\bar{1}3\}}$. Планарные элементы такой ориентировки – лучший критерий удара (Шорт, I968). Как показывают экспериментальные данные (Müller, Defourneaux, I968), резкое преобладание ω-ориентировки планарных элементов в кварце возникает при пиковых давлениях I60–200 кбар.

В то же время статистическая обработка результатов измерений не выявила для кварца Ильинецкой структуры максимума, отвечающего π-$\{10\bar{1}2\}$. Небольшой максимум в области 35–40° следует, вероятно, отнести к иному, еще не определенному направлению. Такой максимум отчетливо виден и для некоторых образцов Рисского кратера (Engelhardt, 1969). Максимумы при больших углах (рис. 23,а) могут быть сопоставлены с $[0001]$: $P_{\{11\bar{2}1\}} = 65^{\circ}33'$; $[0001]$; $P_{\{21\bar{3}1\}} = 73^{\circ}26'$ и $[0001]$: $P_{\{51\bar{6}1\}} = 81^{\circ}57'$.

Планарные элементы, отвечающие ω-форме, обычно четкие, плоские, изредка плавно изогнутые на границе между деформационными полосами, и имеют видимую густоту от 40–50 до 200–300 $мм^{-1}$. Такую же, а иногда и более высокую густоту (порядка 500 $мм^{-1}$) имеют планарные элементы, отвечающие большим углам. Планарные элементы промежуточных углов имеют, как правило, меньшую густоту (10–30 $мм^{-1}$).

К деформационным структурам, не обладающим закономерной кристаллографической ориентировкой в кварце Ильинецкого кратера, относятся грубые трещины и мозаичные прожилки. Первые имеют переменную толщину от 3–5 до 40–60 мкм и выполнены мельчайшими, как показывает электронная микроскопия (фото 19), хорошо ограненными кристалликами кварца. Грубые трещины иногда следуют плоскостям планарных элементов, но чаще закономерности в их ориентировке нет. Вдоль грубых трещин иногда заметен небольшой сдвиг планарных элементов – на 5–10 мкм, но разница в оптической ориентировке соседних блоков неразличима. Мозаичные прожилки, по всей вероятности, – образования той же природы, что и грубые трещины, но мощность их достигает десятых долей миллиметра, а размер кристалликов – десятков микрометров.

Грубые трещины, как показывает электронная микроскопия, часто являются плоскостями раскола, в то же время планарные элементы не соответствуют ослабленным плоскостям кристаллов. Об этом свидетельствует отсутствие текстурирования кварца по $\{10\bar{1}3\}$, установленное по дифрактограммам спрессованных порошков.

Временные взаимоотношения описанных деформационных структур не всегда выявляются четко. Плоскостная ориентировка планарных элементов обычно не нарушается ни в зонах волнистого погасания, ни на границах слабо разориентированных деформационных полос. Лишь при значительной разориентировке деформационных полос ($\sim 8^{\circ}$) иногда наблюдается плавный изгиб планарных элементов,

что соответствует их более позднему возникновению. Мелкие зерна структур сцепления имеют различную ориентировку планарных элементов, количество их систем в более крупных зернах обычно больше, что соответствует более раннему возникновению структур сцепления по отношению к планарным элементам. Грубые трещины и мозаичные прожилки – образования явно более поздние относительно планарных элементов.

Такая последовательность событий позволяет относить волнистое погасание, деформационные полосы и структуры сцепления к самым ранним. Эти структуры и планарные элементы (следы пластического течения), очевидно, характеризуют фазу нагрузки, а грубые трещины и мозаичные прожилки возникают при увеличении объема после снятия напряжений и залечиваются свободно растущим кварцем.

Планарные элементы примерно в том же интервале давлений (омешаннофазный режим, см. главу I) образуются и в полевых шпатах. Планарные элементы в полевых шпатах полимиктовой брекчии Ильинецкого кратера встречаются, хоть и несколько реже, чем в кварце, но все-таки довольно часто (фото 20).

Широко используемый для кварца метод оценки пиковых давлений по планарным элементам был сопоставлен нами с рентгеновским методом оценки шоковых давлений по фрагментарности кристаллов. Было отмечено (Chao, 1968), что ударно-метаморфизованные кристаллы кварца часто дают рентгенограммы, близкие к рентгенограммам порошка, т.е. демонстрируют малый размер однородных областей структуры. Было экспериментально показано (Hörz, Quaide, 1973), что с ростом давления увеличивается фрагментарность кристаллов кварца и других минералов, вплоть до образования рентгеноаморфных агрегатов. Это отражает сложные деформации кристаллов в фазы нагрузки и релаксации. Были получены количественные зависимости степени фрагментарности кристаллов от пикового давления.

Нами степень фрагментарности кристаллов, как и в работе (Hörz, Quaide, 1973), определялась по условному показателю: степени сплошности линий на дебаеграммах мелких "монокристаллов". Выдерживались условия съемки, принятые в упомянутой работе (размер зерен 0,25–0,32 мм, экспозиция 3 ч, цилиндрическая камера РКД-57,3 мм, скорость вращения 2 об/мин).

Степень сплошности линий определялась при помощи трафарета: стеклянной пластинки, ширина которой равнялась ширине пленки с нанесенными на нее десятью продольными линиями. Оценивалась за-

светка между каждой парой линий и вычислялось среднее значение. Использовались для замера "степени засветки" – линии в интервале углов θ=15-30° для прямых отражений и 70-80° – для обратных. Были взяты два образца кварца с планарными элементами преимущественно по ω-форме из гранитоидных обломков в гранитоидной брекчии и для сравнения кварц из пироксенового гнейса (гранулитовая фация) Побужья. Результаты измерений представлены в табл.10, а общий вид дебаеграмм на фото 21.

Таблица 10

Степень сплошности линий дебаеграмм зерен ударно-метаморфизованного и регионально метаморфизованного кварцев

Образец	Степень сплошности линий	
	Прямые отражения	Обратные отражения
Кварц гранитного включения в полимиктовой брекчии, Ильинецкий кратер, обнажение у с.Лугового, обр. № II/5	0,76	0,87
То же, скв.2102, глубина 21 м	0,82	I,00
Кварц из гнейса, р.Синюха (нижний протерозой, кошаро-александровская свита), обнажение, обр. 75/4	0,28	0,37

Степень фрагментарности кварца, подвергшегося региональному метаморфизму, значительно меньшая, чем ударно-метаморфизованного кварца с планарными элементами. В то же время длительность воздействия статических нагрузок ведет к некоторому росту фрагментированности кварца метаморфических пород по отношению к кварцу, испытавшему мгновенные или непродолжительные нагрузки той же величины. В полном соответствии с данными (Hörz, Quaide, 1973; Dachille, Gigl, Simons, 1968), нами определена фрагментарность кварца из гнейса, соответствующая фрагментарности кварца при взрывной или кратковременной нагрузке 30 кбар. Для кварца с планарными элементами полимиктовой брекчии Ильинецкого кратера сравнение с экспериментальными данными (Hörz, Quaide, 1973) дает оценку пиковых давлений 120-170 кбар, что удовлетворительно согласуется с оценкой, полученной по ориентировке планарных элементов.

Более высокая степень ударного метаморфизма минералов, выраженная в образовании диаплектовых стекол, имеющих очертания

кристаллических зерен, большие плотности и показатели преломления света по сравнению со стеклами плавления, также отражена в обломках полимиктовой брекчии Ильинецкого кратера. Хотя свежие диаплектовые стекла встречаются здесь редко из-за раскристаллизации вследствие последующего термического воздействия, их первичную природу можно диагностировать по ряду признаков. Например, характерными особенностями щелочного полевого шпата, развивающегося по диаплектовому стеклу, являются мелкоблочное строение кристаллов, пониженное двупреломление (фото 22), а также моноклинная симметрия, устанавливаемая по рентгеновским данным: синглетная линия $d_{\bar{1}31}$ = 0,298 нм (рис.24), и ИК-спектроскопии: разность положения максимумов – ν_1 (660 – 650 $см^{-1}$) и ν_2 (500-550 $см^{-1}$), $\Delta \approx 90$ $см^{-1}$. Данные о составе и степени триклинности раскристаллизованных диаплектовых стекол щелочно-полевошпатового состава приведены в табл.11.

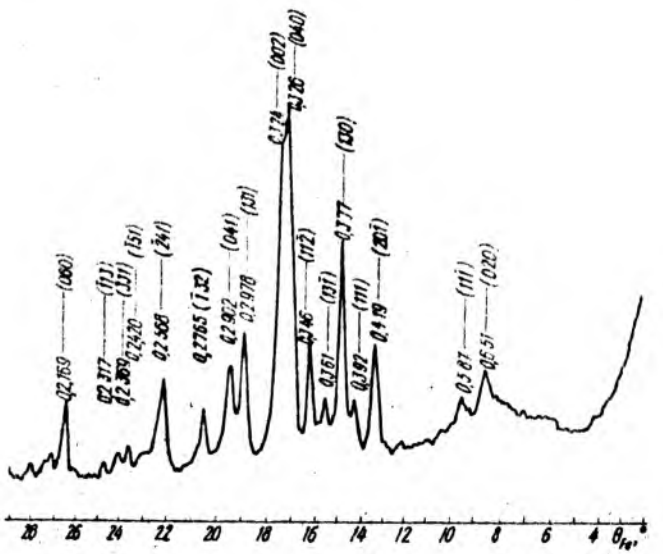


Рис.24. Дифрактограмма калиевого полевого шпата, развитого по диаплектовому стеклу. Ильинецкий кратер, аллогенная брекчия, скв. 18412, 25 м. Показаны межплоскостные расстояния и индексы соответствующих им плоских сеток.

Таблица II

Химический состав и структурное состояние щелочных полевых шпатов, развитых по диаплектовым стеклам полимиктовой аллогенной брекчии Ильинецкого кратера

Компонент	Скв. 18412, гл. 25 м	Скв. 2101, гл. 80 м	Скв.2101, гл. 41 м
SiO_2	64,27	63,96	64,23
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	17,70	17,74	17,82
Fe_2O_3	0,85	1,19	1,09
FeO	0,72	0,36	0,36
MnO	0,01	0,01	0,02
CaO	0,81	0,63	0,84
MgO	0,29	0,47	0,15
Na_2O	2,32	2,00	2,16
K_2O	12,00	12,00	11,32
P_2O_5	0,21	0,27	0,19
SO_3	0,18	0,15	0,21
H_2O^-	0,20	0,12	0,40
П.п.п.	0,56	0,80	1,04
Сумма	100,12	99,70	99,83
Молекулярные соотношения			
Or	74	77	74
Ab	22	19	21
An	4	4	5
Рентгеновская триклинность			
	0	0	0
ИК-упорядоченность			
	0,25	0	0

Еще одна особенность ударно-метаморфизованных зерен щелочного полевого шпата – образование округлых пустот диаметром (0,*n* – 0,0*n*) мм, видимо, связанных с резким ростом испарения в стадию нагрузки (кипение) или разгрузки (кавитация). Иначе выглядит ударно-метаморфизованный плагиоклаз: для зерен характерно образование ступенчато сдвинутых полисинтетических двойников, частичная изотропизация (маскелинитизация) и мозаичные структуры раскристаллизации диаплектового стекла, аналогичные описанным выше в импактитах Болтышского кратера.

Эта степень ударного метаморфизма для биотита и пироксена характеризуется изотропизацией и инконгруэнтным разложением с образованием окислов железа. При меньших нагрузках, соответствующих возникновению планарных элементов в кварце, широко развиваются зоны смятия и в меньшей степени – планарные элементы в биотите.

Встречаются в полимиктовой брекчии и стекла плавления преимущественно кварцевого и полевошпатового состава. Обычно они, как и диаплектовые стекла, подвержены раскристаллизации, но морфологически отличаются криволинейным характером границ и образованием шаровых (оферолитовых) структур раскристаллизации.

В полимиктовой брекчии находится множество обломков гетерогенных стекол плавления. Местами они составляют более 50% породы (скв.2101, 2102). Стекло вулканических бомб из обнажения у с.Ивановки (сборы Е.П.Гурова) имеют состав (в %): SiO_2 64-66; TiO_2 0,38-0,42; Al_2O_3 15,38-17,16; Fe_2O_3 0,4-3,2; FeO 0,35; MnO 0,01-0,03; MgO 1,14-1,47; CaO 0,56-0,98; Na_2O 0,42-0,50; K_2O 9,24-11,36, т.е. резко обогащены K_2O, обеднены Na_2O и в меньшей степени SiO_2 и CaO по сравнению с вмещающими гранитоидами. Это связано, на наш взгляд, с потерей некоторых компонентов вследствие испарения и обогащением внешних стекловатых частей бомб K_2O за счет внутренних полукристаллических при селективном плавлении.

В обнажениях и по керну скважин в низах полимиктовой брекчии, где резко увеличивается размер глыбовых включений, наблюдается переход к импактиту, т.е. к породе, отличающейся от брекчии стекловатым характером цемента. Переход между этими двумя породами происходит постепенно (на мощности в несколько метров) путем увеличения количества обломков стекла, их соединения, вероятно, вследствие вторичного спекания при падении в расплавленную массу. Максимальная мощность полимиктовой брекчии (62 м) отмечалась нами в северной части структуры по керну скв.18430.

В общем следует отметить, что зювитоподобная полимиктовая брекчия Ильинецкого кратера отличается пестротой состава от подобных образований других метеоритных кратеров Украинского щита. Это обусловлено разнообразием пород мишени: от лейкократовых гранитов и собитов до пироксеновых гнейсов, амфиболитов, ультраосновных (?) серпентинизированных пород и не сохранившихся к настоящему времени в коренном залегании песчаников и алевролитов.

Это обстоятельство и определяет пестроту состава в брекчии обломков породообразующих и акцессорных минералов, среди которых, в частности, отмечаются как обычный мусконит, отсутствующий в других кратерах, и, видимо, попавший в брекчию из осадочных пород.

Слой полимиктовой брекчии (зювита) с обломками метровой величины (например, естественное обнажение и карьер у с.Иваньков) сменяется к низу массивными импактитами. Это плотные породы, бурые в выветрелом состоянии и темно-серые, почти черные в свежем. В верхней части толщи импактиты содержат многочисленные округлые, овальные, прихотливой формы пустоты от субмикроскопических размеров до 2-3 см в диаметре. Стенки пустот часто покрыты иголочками хлорита и цеолитов. В импактитах находятся обломки гранитоидов и слагающих их минералов, а также гнейсов и амфиболитов. Основная масса стекловатых импактитов подверглась раскристаллизации с образованием сфероидальных тонкозернистых агрегатов калиевого полевого шпата. Замещается также стекло вторичными минералами - серицитом, хлоритом. Минералы ликвидуса представлены плагиоклазом, образующим мельчайшие кристаллики в верхних горизонтах импактитов и более крупные (размером 0,1 мм) коробчатые внешние скелеты - в нижних горизонтах (например, скв.18445, глуб. 85 м). Второй ликвидусный минерал импактного расплава - ромбический пироксен обычно замещается вторичными минералами - слюдой, амфиболом.

Среди обломков в импактитах распространен кварц с декорированными планарными элементами, обладающими статистикой ориентировок, практически той же, что и в вышележащих брекчиях: резкое преобладание ω-ориентировки (около 80%), отсутствие π-ориентировки. Характерно обилие мозаично раскристаллизованных кварцевых и полевошпатовых диаплектовых стекол, сохраняющих внешнюю форму кристаллических обломков. Диаплектовые стекла иногда замещаются хлоритом. Среди обломков встречается также частично изотропизированный с округлыми пустотами калиевый полевой шпат. Обломки пород и минералов являлись "холодными" центрами, на которых кристаллизовались микролиты плагиоклаза и пироксена, образуя своеобразную венчиковую структуру.

Импактиты обнажаются в южной части кратера в долине р.Собика у с.Лугового. По данным бурения, известны в центральной и южной частях структуры, где их мощность превышает 70 м. Импактиты

встречены также среди брекчированных гранитов внешней части кратера и аутигенных брекчий центральной части, где они образуют тела, вероятно, жилообразной формы, расположенные в более мощных телах брекчий. Происхождение таких жил обусловлено вприскиванием расплава в приоткрывающиеся трещины, возникающие при взрыве за фронтом ударной волны. Это явление изучено, например, в работе (Gault e.o., 1968). В северной части структуры установленная мощность импактитов меньше - до 10 м.

Предполагаемый средний состав пород мишени вычислен по соотношению гранит - гнейс - амфиболит, равному 8:1,5:0,5, оцененному по данным геолого-съемочных работ Г.Г.Виноградова, И.П.Палия и Б.С.Германова.

Из данных табл.12 можно сделать вывод о том, что значимым можно считать (при допущении одинаковой плотности пород) лишь не

Таблица 12

Средний химический состав импактитов и вмещающих пород Ильинецкого метеоритного кратера

Окисел	Импактиты		Граниты	Гнейсы	Амфиболит	Средний состав пород мишени
	$\bar{x}$	$S_{27;31}$	$\bar{x}_{3;5}$	$\bar{x}_{2;3}$		
SiO_2	63,51	1,43	70,95	58,89	47,10	67,94
TiO_2	0,56	0,15	0,09	0,29	0,63	0,14
Al_2O_3	15,93	1,45	14,35	14,44	14,70	14,39
Fe_2O_3	2,26	1,03	0,70	3,39	3,61	1,42
FeO	2,16	1,19	1,17	4,81	10,05	2,09
MnO	0,04	0,02	0,02	0,14	0,98	0,09
MgO	2,07	1,17	0,70	4,24	5,03	1,45
CaO	2,01	1,40	2,00	3,92	3,22	2,30
Na_2O	2,41	0,98	3,51	2,87	1,60	3,32
K_2O	5,49	3,13	4,88	2,05	1,46	4,28

Примечание. Цифры при $\bar{x}$ и S - количество анализов: полных - первая, определение щелочей - вторая. Использованы результаты анализов, выполненных в ИГН АН УССР Н.Д.Рябец, и литературные данные.

которое обеднение среднего состава импактитов SiO_2 и Na_2O и обогащение Al_2O_3 по сравнению со средним составом пород мишени. Сравнение составов малых компонентов (TiO_2 и MnO), видимо, требует специального количественного анализа. Наиболее вероятное

объяснение этому явлению – испарение SiO и Na_2O из перегретых силикатных расплавов, образующихся при взрыве.

В табл.13 сгруппированы данные о химическом составе импактитов верхнего горизонта (в основном из обнажений у с.Иваньков) и массивных импактитов нижнего горизонта (обнажение у с.Лугового, скв.18445, 18446, 18480). Детализация сведений о составе импактитов позволяет раскрыть закономерность, подобную отмеченной для болтышских импактитов: импактиты верхнего горизонта отличаются от массивных нижнего горизонта высоким содержанием K_2O и пониженным FeO, CaO, MgO, Na_2O. При сравнении, кроме вероятной погрешности в определении среднего, следует учитывать высокую пористость (очевидно, не менее 10%) "верхних" импактитов.

Понижение содержания Na_2O и других компонентов объясняется их интенсивным испарением из верхнего горизонта импактитов. Повышение содержания K_2O носит, видимо, не только относительный (за счет выноса прочих компонентов), но и абсолютный характер (привнос). Причину обогащения K_2O импактитов "верхних" горизонтов мы видим в падении стекловатых "бомб" разного размера, в большом количестве встречающихся здесь и, как отмечалось, характеризующихся очень высоким содержанием K_2O. Причина обогащения K_2O стекловатых обломков, выброшенных из кратера, менее очевидна. Возможно, это следствие селективного плавления осколков пород мишени. Заметным является уменьшение содержания SiO_2 в "очищенном" импактите (табл.13, последняя колонка), что можно объяснить удалением обломков кристаллов кварца. Менее понятно непропорциональное обогащение импактита Fe_2O_3 и MgO после отделения включений. Возможно, оно связано с относительным увеличением содержания хлорита, развивающегося по стекловатой массе данного образца импактита.

Изучался также состав элементов-примесей в импактных породах, гранитоидах и гнейсах мишени. Данные приближенного количественного эмиссионного спектрального анализа показали заметное обогащение импактных пород никелем и кобальтом по сравнению с составом пород мишени при отсутствии значимого различия в содержании иных компонентов. Были произведены количественные спектральные определения никеля. Все анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН УССР Е.С.Назаревич. Для анализа отбирались образцы пород, лишенные сульфидной вкрапленности и гидротермальных изменений (табл.14). Принят, в значительной мере условно,

Таблица 13

Химический состав разновидностей импактитов Ильинецкого кратера

Оксил	Пористые импактиты верхнего горизонта			Массивные импактиты нижнего горизонта			Импактит, скв. 18445, гл. 62 м	
	$\bar{x}_{13}$	S_{13}	$\sigma_{max}(p=0,9)$	$\bar{x}_{14,19}$	$S_{14,19}$	$\sigma_{max}(p=0,9)$	в естественном состоянии	очищенный от оболочных кристаллов
SiO_2	63,99	1,77	2,26	63,86	1,30	1,95	65,94	64,58
TiO_2	0,58	0,02	0,03	0,52	0,04	0,06	0,51	0,44
Al_2O_3	16,73	2,00	3,00	15,25	1,13	1,70	14,10	14,20
Fe_2O_3	2,01	0,96	1,44	2,15	1,10	1,65	2,60	4,40
FeO	0,63	0,64	0,96	2,59	0,88	1,32	1,43	1,43
MnO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,00
MgO	1,29	1,00	1,50	2,71	0,93	1,40	1,51	2,25
CaO	0,67	0,22	0,33	2,29	1,30	1,97	3,30	3,64
Na_2O	0,91	0,11	0,17	2,76	0,62	0,87	3,30	2,90
K_2O	10,42	1,12	1,68	4,33	1,34	2,16	3,25	3,00

Примечание: цифры при $\bar{x}$ и S – количество анализов массивных импактитов: первая – количество общих анализов, вторая – определений мелочей.

то же соотношение пород мишени, что и при расчете среднего содержания главных элементов, получим среднее содержание никеля в породах мишени $1 \cdot 10^{-3}$ против $3 \cdot 10^{-3}$% в импактных породах кратера.

Несколько более высокое содержание никеля в полимиктовой брекчии (зювите) объясняется двумя большими положительными откло-

Таблица 14

Среднее содержание никеля (в 10^{-4},%) в горных породах Ильинецкого кратера

Порода	Количество анализов	$\bar{x}$	S	Пределы колебаний
Гнейсы	5	12	10	2 - 22
Гранитоиды	11	8	7	1 - 20
Амфиболит	1	28		
Полимиктовая брекчия (зювит)	24	40	30	8 - 142
Импактит	19	30	15	10-74

нениями: $142 \cdot 10^{-4}$ (обр. 1/1 из обнажения восточнее с.Лугового) и $116 \cdot 10^{-4}$ (скв.18430, глубина 40,5 м - северная часть структуры). Это, возможно, связано с попаданием в брекчию капелек метеорного вещества. Среднее обогащение никелем импактных пород по сравнению с породами мишени можно оценить в $20 \cdot 10^{-4}$%, т.е. той же величиной, что и для Болтышского кратера.

Интерпретация глубинного строения Ильинецкого кратера дана на разрезе (рис.25). Предполагаемое первоначальное положение дна кратера проведено по подошве тела импактитов. Под импактитами залегают аутигенные брекчии - крупные глыбы, а ниже, вероятно, и массивные вмещающие породы, цементируемые (ниже - пронизанные жилами) брекчией песчаной размерности. В небольшом количестве встречаются обломки и промежуточных размеров. Цементирующие (жильные) брекчии содержат обломки стекол плавления, диаплектовых стекол и зерен минералов с явными признаками ударного метаморфизма. В осевой части наиболее крупных жил содержатся и стекловатые импактиты (скв.2101, гл. 255-259 м). Аутигенные брекчии отличаются от аллогенных, залегающих над главным телом импактитов, более однородным составом, отвечающим составу мишени в данной точке кратера, т.е. можно выделить брекчии по гранитоидам, гнейсам, основным породам. По наличию характерных минералов, например граната (скв.2102, гл.203-205 м), иногда можно определить, что и глыбы, и цементирующая их мелкая брекчия имеют одинаковый состав, т.е. образовались на месте.

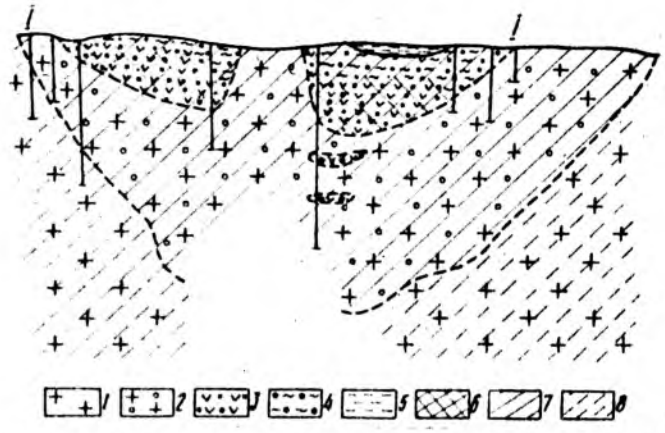


Рис.25. Геологический разрез Ильинецкого кратера по линии I-I (см.рис.21). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5:

1 - кристаллические породы фундамента; 2 - аутигенная брекчия, катаклазированные породы фундамента; 3 - импактиты; 4 - аллогенная брекчия; 5 - алевролиты. Зоны шокового метаморфизма: 6 - первая; 7 - вторая; 8 - третья.

Гранитоиды и гнейсы приобретают при этом структуру, близкую к типичной порфирокластической, обусловленную расположением интенсивно деформированных зерен минералов в "смазке" из чешуек биотита и мелких обломков кварца, полевых шпатов, иногда граната и других минералов. Порфирокласты кварца имеют резко волнистое погасание, иногда в них появляются деформационные полосы и планарные элементы. Зерна калиевых полевых шпатов часто обнаруживают пониженное двупреломление, планарные элементы, сферические пустотки или включения стекла. В кристаллах плагиоклаза появляется характерный ступенчатый изгиб двойниковых индивидов, маскелинитизация. Биотит "смазки" интенсивно смят, в мелких зернах каркасных силикатов также иногда прослеживаются ударно метаморфические изменения.

Основная ткань катаклазитов по основным породам (скв. 18430) интенсивно замещена серпентином и хлоритом. В ней сохраняются реликты обломков зерен маскелинитизированного плагиоклаза, реже - моноклинного пироксена, иногда с отчетливыми планарными элементами.

Переход между аутигенной брекчией и катаклазированными вмещающими породами постепенный. Резкое затухание брекчирования с глубиной заметно лишь в краевых частях структуры. Так, в скв. 18480, пройденной у южной кромки современного среза кратера, доля брекчий "песчаной" размерности в разрезе снижается с 20% на глубинах 40 – 90 м до 0,5% в интервале 150 – 200 м. В центральных частях кратера мелкообломочный материал составляет около 50% аутигенной брекчии. По данным работы (Быстревская, Земсков, Виноградов, 1974), предполагается, что интенсивное брекчирование существует здесь до глубин 600 – 800 м.

В кристаллическом сланце аутигенной брекчии (скв.2135 в северо-восточной части структуры, глубина 90 м) нами встречены конусы разрушения, отмеченные ранее в работе С.С.Быстревской и других (1974) в породах фундамента, вмещающих Ильинецкую структуру.

Аутигенные брекчии постепенно (в направлении от центра кратера) сменяются коптокатаклазитами, т.е. породами, испытавшими ударное сжатие в относительно низкой степени и не претерпевшими интенсивного брекчирования.

На рис.25 показано примерное положение зон ударного метаморфизма в аллогенных и вмещающих горных породах Ильинецкого кратера. Первая зона – импактиты – полное плавление пород с образованием гетерогенных пузырчатых стекол, что происходит при пиковых давлениях 500–600 кбар и постшоковых температурах 1660–2500°С. Вторая – полимиктовая брекчия, аутигенная брекчия – присутствуют диаплектовые стекла, стекла плавления отдельных минералов, планарные элементы в кварце и полевых шпатах, зоны смятия в биотите; пиковые давления при образовании этой зоны составляли 100–150 кбар, температуры 100–1000°С. Третья – катаклазиты, катаклазированные кристаллические породы – неясно планарные элементы в кварце и полевом шпате, пиковые давления менее 100 кбар, температура менее 100°С. (Везде оценка температур приведена для момента прохождения ударной волны. Дополнительный разогрев второй зоны и особенно третьей мог происходить при остывании расплавов первой.)

Для горных пород Ильинецкого кратера характерны в общем малоинтенсивные низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения, подобные отмеченным для других кратеров (см.главу I). К ним, в первую очередь, относится широкое развитие хлорита, замещающего стекла и развитого в аутигенных брекчиях по основным

породам. В пустотах аллогенной брекчии встречаются кристаллики цеолитов. В некоторых образцах аутигенной брекчии прослеживается вкрапленность пирита. В работах (Логвин, 1968; Быстревская и др., 1974) отмечается наличие в тяжелой фракции протолочек ильинецких "эффузивов" пирита, марказита, халькопирита, галенита, сфалерита, барита, флюорита. Последний в виде тончайших примазок по трещинам аллогенной брекчии наблюдался и авторами.

Происхождение такой минерализации можно объяснить воздействием эманаций импактных расплавов на вмещающие породы. Не исключен также другой механизм: оживление глубинной гидротермальной активности в результате снижения давления из-за образования выемки кратера и повышения трещиноватости расположенных под ним горных пород, а также дополнительного разогрева недр при остывании импактитов.

Возраст Ильинецкого метеоритного кратера, видимо, около 400 млн.лет. Ранние определения калий-аргоновым методом по породе в целом составляли 520 млн.лет (Рябенко, 1962), затем 460–470 (Логвин, 1968) и 450–470 (Быстревская и др., 1974). Приведенный эффективный возраст (Вальтер, Рябенко, 1973) может не отражать истинного времени взрывного события из-за контаминации импактитов веществом мишени, не полностью потерявшим древний радиогенный аргон. В связи с этим следует отдавать предпочтение наиболее низким цифрам определения возраста. А.П.Никольский (1974, 1975) приводит значения 395–400 млн.лет, относящиеся, очевидно, к самым свободным от включений импактитам. О том же времени метеоритного взрыва свидетельствует и споровый комплекс ранних кратерных осадков: вероятнее всего, граница силура и девона.

Изложенные особенности геологического строения Ильинецкого кратера свидетельствуют о значительной модификации его формы по сравнению с первоначальной. Максимальная мощность импактных пород, если учесть редукцию центрального поднятия, составит около 250 м. Исходя из закономерности в соотношении максимальных мощностей импактных пород и кратерных осадков (см.главу I), общая первоначальная глубина кратера может быть оценена в 580 м, а диаметр, исходя из зависимости Р.Б.Болдуина (1968), – в 5,2 км. Расстояние между осью центральной горки и наиболее удаленной от нее скв.18421, вскрывшей кратерные осадки, составляет 3,1 км, что свидетельствует о первоначальном диаметре структуры не ме-

нее 6,2 км. Видимо, величина 6,5 – 7 км первоначального диаметра Ильинецкого кратера будет наиболее правильной. Это подтверждается и наличием сравнительно небольшой центральной горки, обычно появляющейся у кратеров диаметром более 5 км и развивающейся в более крупную структуру у 10-километровых кратеров.

Во внешнем обрамлении Ильинецкого кратера известны изолированные выходы брекчий. В этих, как и в еще более отдаленных от кратера, пунктах в процессе геолого-съемочных работ, проведенных в 1950 г., бурением обнаружены (Рябенко, 1962) под кайнозойскими осадками "наплепки" брекчий (в основном коры выветривания по этим породам) мощностью до 10 м на породах фундамента. Эти образования, вероятнее всего, представляют собой закратерные выбросы или продукты разрушения вала, сохранившиеся в пониженных формах древнего рельефа. К сожалению, выходы не обнаружены, а керн картировочных скважин к настоящему времени не сохранился. Неправильно трактуется множественность беспорядочно расположенных находок брекчий вокруг Ильинецкого кратера как результат падения осколков крупного метеорита, равно как и результат размыва гигантского кратера диаметром 30-35 км (Никольский, 1975).

Для группового расположения синхронно образовавшихся взрывных метеоритных кратеров известна и возможна лишь линейная или сублинейная цепочечная форма, поскольку такое падение обусловлено раскалыванием метеорита вне пределов атмосферы с сохранением его обломками космической скорости и общего направления движения. Осколки же, образовавшиеся в результате дробления метеорита в атмосфере (Кринов, 1958), сильно тормозятся, вследствие чего их траектория значительно отклоняется от первоначального движения метеорита и образуется эллипс рассеяния, подобно изученному для Сихотэ-Алиньского метеорита (Кринов, 1975). В этом случае скорость падения метеоритных осколков значительно меньше космической, и взрывное падение метеоритов невозможно. Кроме того, не могут существовать (и, естественно, не установлены) на Земле взрывные метеоритные кратеры малых размеров и незначительной глубины, поскольку небольшие метеориты сильно тормозятся атмосферой.

Исключаются и гигантские (диаметром 30-85 км) первоначальные размеры Ильинецкого кратера. Этому противоречат сравнительно небольшие мощности импактных пород и размеры центрального поднятия, а также величина геофизических аномалий.

Вместе с тем нельзя исключить возможности наличия единичных сателлитных кратеров в данном районе, в связи с чем представляла бы интерес ревизия ранее установленных "пятен" брекчий путем повторного разбуривания.

В связи с развитием представлений о механизме образования взрывных метеоритных кратеров и установления критериев их диагностики очевидной выглядит однозначность расшифровки Ильинецкой структуры как взрывного метеоритного кратера. Признаки воздействия огромных импульсных давлений (по крайней мере, в сотни тысяч атмосфер) на горные породы кратера, в том числе на оставшиеся на месте аутигенные брекчии, несовместимы с механизмом эндогенных процессов. В результате подъема по подводящим каналам давление в магме падает, и такой мощный взрыв газов в приповерхностных условиях невозможен. Взрыв же на глубине, где возможны такие давления (сотни километров), не мог бы вызвать ударного метаморфизма пород близ поверхности Земли. А если допустить все-таки, что взрывная волна дошла до поверхности Земли из глубин, то учитывая форму зависимости падения давления на фронте ударной волны от расстояния до центра взрыва (давление обратно пропорционально кубу расстояния) (Баум и др., 1975), этот взрыв должен был бы характеризоваться такими масштабами полости, что последствия его имели бы планетарное значение, а не привели к образованию лишь сравнительно небольшой структуры. Поэтому вполне очевидно, что Ильинецкий взрыв носил поверхностный характер, что хорошо подтверждается формой структуры. В таком случае нет основания связывать его с глубинными процессами.

Если исключить совершенно фантастическую возможность существования какого-то сверхмощного природного взрывчатого вещества или природного ядерного взрыва, то взрыв метеорита, падающего с космической скоростью, является единственно достоверной причиной естественного мощнейшего поверхностного взрыва на планете. Образующийся при этом импактный расплав ассимилирует вещество метеорита, что диагностируется по повышению содержания никеля в импактных породах по сравнению с вмещающими. Это наблюдается и в Ильинецком кратере.

После формулировки общих и частных соображений относительно генезиса метеоритных кратеров многие геологи (А.П.Никольский, В.А.Рябенко и др.), ранее объяснявшие генезис ильинецких пород вулканическими процессами, пришли к выводу об их космогеологи-

ческом происхождении. Вместе с тем некоторые исследователи отстаивают точку зрения об эндогенной природе Ильинецкой структуры. Наиболее последовательно это сделано в работе О.Б.Гинтова и других (1975). Однако выдвигаемые в этой работе признаки эндогенной природы Ильинецкой структуры в не меньшей степени, а в ряде случаев и в большей, соответствуют взрывному метеоритному механизму ее образования. Авторы (Гинтов и др., 1975) забывают о том, что образование взрывного кратера связано с изменением (дроблением, деформацией) вмещающих пород, не подвергшихся выбросу. Поэтому зоны кольцевых и радиальных разломов возникают именно за пределами кратера, где давление на фронте ударной волны сопоставимо с прочностью горных пород. В результате кратер оказывается включенным в разломную зону в общем круговой формы, диаметр которой во всех известных случаях значительно превышает диаметр кратера. Этим обстоятельством объясняется и превышение площади геофизических аномалий над площадью кратера, и брекчирование до глубины, значительно большей, чем глубина распространения аллогенных брекчий. По данным А.И.Дабижи (1976), изучавшего выражение в физических полях многих метеоритных кратеров и внешне сходных с ними вулканических кальдер, Ильинецкая структура проявляется как типичный метеоритный кратер. В частности, по соотношению интенсивность - размер гравитационной аномалии Ильинецкая структура, как и другие астроблемы Украинского щита, точно соответствует зависимости (Дабижа, Красс, Федынский, 1976), установленной для метеоритных кратеров и нехарактерной для структур эндогенного происхождения. Ранее нами уже отмечалось (Вальтер, Рябенко, 1976), что "облекание" Ильинецкой структуры пачками метаморфических пород, отмеченное (Гинтов и др., 1975) как признак эндогенного происхождения, вполне объяснимо в связи с втягиванием материала мишени в зону разряжения и образованием центрального поднятия, что на некотором эрозионном срезе дает картину "облекания" (Milton e.o., 1972).

Относительно приуроченности Ильинецкой структуры к зоне разломов отметим, что случайное попадание структуры диаметром 6-7 км на густую сетку региональных разломов Украинского щита, подобную приведенной в работе (Чабаненко, 1975), имеет очень большую вероятность, которая возрастает практически до 100%, если рассматривать и внешнее трещинное окружение структуры. По данным детальных геолого-съемочных работ (Г.Г.Виноградов, Л.П.Палий, Б.С.Германов), положение Ильинецкой структуры не совпадает

с зонами глубинных разломов и их пересечением, хотя и находится недалеко от них. Центр кратера удален, по этим данным, от оси Джурин-Немировской зоны минимально на 7, а Лашев-Ильинецкой - на 4,5 км. В то же время попадание метеорита в Центральную тектоническую зону, вероятно, испытывавшую преимущественно опускание, могло способствовать сохранности кратера на протяжении значительного геологического времени.

ПРОЧИЕ УСТАНОВЛЕННЫЕ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В 1975 г. при геолого-съемочных работах бурением была вскрыта брекчия кислого состава. По выражению в физических полях структура была подобна метеоритному кратеру. Нами и Е.П.Гуровым в брекчии были установлены признаки ударного метаморфизма минералов, и структура была диагностирована как взрывной метеоритный кратер, что полностью подтвердилось геологической съемкой и более детальными минералого-петрографическими исследованиями.

Диаметр кратера на современном эрозионном срезе составляет около 1,7 км. Под четвертичными осадками здесь залегают брекчии, зювиты, содержащие большое количество лепешковидных обломков стекла, пород и минералов, несущих признаки ударного метаморфизма. К периферии кратера количество обломков стекла уменьшается до нуля, т.е. аллогенные брекчии приобретают кристалло-литокластический характер. Кратер имеет простую форму, максимальная мощность зювитов в центральной части составляет 120 м.

Зювиты в коре выветривания имеют белый, зеленоватый или красноватый цвет, в свежем состоянии они серые, состоят из обломков вмещающих гранитоидов и слагающих их минералов: кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, граната, а также из обломков стекла. Цемент брекчии - кластический, криптовый. В зоне выветривания замещается монтмориллонитом. Обычно также замещение стекла цеолитом. Из вторичных минералов развиты хлорит (обычно по кристаллам биотита) и кальцит (тонкие прожилки).

Обломки минералов в брекчии имеют характерные признаки ударного метаморфизма. В частности, установлены планарные элементы в кварце с преобладающей ω-{10$\bar{1}$3}-ориентировкой (угол между оптической осью минерала и полюсом планарного элемента 23°); распространены также r-{10$\bar{1}$1} (угол 52°) и a-{11$\bar{2}$0} (угол 32,5°) и другие ориентировки. Калиевый полевой шпат обнаруживает все приз-

наки ударного метаморфизма: дробление с разворотом осколков, развитие планарных элементов, частичную изотропизацию с образованием сферических стекловатых участков или пустот. Для зерен плагиоклаза характерен ступенчатый изгиб двойниковых швов, частичная изотропизация. Отмечены случаи и полного превращения полевых шпатов в диаплектовое стекло, которое, как и стекло плавления, интенсивно замещается монтмориллонитом.

В биотите развиты зоны смятия и планарные элементы. Была изучена фрагментация кристаллов граната примерного состава $Alm_{75}\ Pyr_{25}$ (n_x 1,795; d_x 4,18; a_0 ≈ 1,152 нм). Для ударно – метаморфизованного граната плотность понижается до 3,95–4,02. Степень сплошности дуг на дебаеграммах кристаллических осколков размером 0,25–0,32 мм увеличивается для прямых отражений от 0,09 (неизмененный гранат) до 0,59–1,0 (ударно-метаморфизованный) и для обратных соответственно от 0,07 до 0,49–1,0. Сравнение с данными работы (Hörz, Quaide, 1973) позволяет оценить давление на фронте ударной волны при метаморфизме изученных зерен граната в 100–200 кбар.

Обломки пород представлены гранитоидами основания и в единичном случае осадочной породой, близкой к алевролиту.

Подстилаются зювиты и аллогенные брекчии аутигенными брекчиями, постепенно переходящими в катаклазированные вмещающие породы, содержащие жилы кластических брекчий с зернами доминирующей "песчаной" размерности. Вмещающим гранитоидам основания здесь присущи те же катакластические изменения, что и описанные ранее в других структурах. Характерно изменение основной горной породы, залегающей, видимо, в виде дайки среди гранитов. Эта порода состоит из тонко измельченной массы, частично замещенной вторичными глинистыми минералами, в которой заключены остроугольные обломки зерен моноклинного пироксена, иногда с отчетливыми планарными элементами.

Из образцов зювитов путем гравитационной сепарации с последующей очисткой под бинокулярной лупой были выделены стекла плавления. Определенный по ним М.М.Аракелянц (ИГЕМ АН СССР) абсолютный возраст калий-аргоновым методом составил 161 и 169±6 млн.лет. Это свидетельствует о юрском возрасте взрывного события. Кратер подвергся значительной эрозии. Исходя из максимальной мощности зювитов (около 120 м) и зависимости между мощностью аллогенных брекчий и кратерных осадков, мощность эродированной толщи составляет около 160 м. Эта величина характеризует минимальное значение сноса. При этом суммарная глубина кратера должна была составлять около 280 м, что по зависимости Р.Б.Болдуина (1968), соответствует диаметру 2,2 км. Отсутствие толщи массивных импактитов и простая форма кратера свидетельствуют о том, что его первоначальный диаметр вряд ли был более 3 км.

Кроме того, в пределах Украинского щита имеется ряд структур, которые могут рассматриваться как предполагаемые метеоритные кратеры. В.А.Голубев предположил импактный характер брекчии, вскрытой бурением на северо-западе щита. Предварительное петрографическое изучение представленных им образцов показало наличие изменений минералов, сопоставимых с низшей стадией ударного метаморфизма: дробление каркасных силикатов с некоторым разворотом фрагментов, неясно планарные элементы в зернах кварца, деформационные полосы в зернах калиевого полевого шпата, зоны смятия в кристаллах биотита. По этим признакам можно предположить наличие в этом районе взрывного метеоритного кратера или его реликтов.

А.И.Лабижа (1976), на основании геофизических данных, считает, что на территории Украины возможно обнаружение еще двух метеоритных кратеров. Этой же точки зрения относительно ряда более мелких структур придерживаются авторы и другие геологи. Вопрос о вероятном числе взрывных метеоритных кратеров, сохранившихся в пределах Украинского щита, рассмотрен в заключительном разделе настоящей работы.

И.Т.Зоткин и В.И.Цветков (1970) упоминают о двух озерцах в районе г.Бердичева, которые они считают возможными метеоритными кратерами.

О ВЕРОЯТНОМ КОЛИЧЕСТВЕ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ, СОХРАНИВШИХСЯ НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

Относительная стабильность Украинского щита в течение длительного времени и анализ данных о скорости кристаллообразования на планетах земного типа позволил авторам в 1973 г. высказать предположение о вероятности нахождения здесь многих метеоритных кратеров. Результаты работы последующих лет подтвердили правильность такого предположения. Уже сейчас по плотности обнаруженных взрывных метеоритных кратеров ($3 \cdot 10^{-5}$ км$^{-2}$) Украинский щит почти на порядок превосходит такую известную кратерную провинцию как Канадский щит ($\sim 5 \cdot 10^{-6}$ км$^{-2}$) и примерно в 50 раз – среднюю величину для земной суши ($\sim 7 \cdot 10^{-7}$ км$^{-2}$). Однако, поскольку

изучением астроблем на Украинском щите занимаются лишь около трех лет, а специальные работы по их обнаружению практически не проводились, нет сомнения в том, что еще не все структуры такого рода выявлены. Ниже сделана попытка количественно оценить резерв еще неоткрытых структур. Такая оценка в настоящее время носит заведомо приближенный характер и будет уточняться по мере открытия и изучения новых взрывных метеоритных кратеров в пределах Украинского щита и других регионов.

Несмотря на довольно сложную палеогеографическую историю Украинского щита, основной тенденцией его эволюции в послеовручское время (около 1200 млн.лет) было медленное воздымание, сопровождавшееся эрозией. Приняв этот процесс за основной, определяющий сохранность метеоритных кратеров, мы должны установить количество образовавшихся кратеров, распределение их по глубинам и скорость разрушения.

Отдельные блоки щита воздымались, а временами и опускались с разной скоростью, но количественно оценить амплитуду этих движений в настоящее время не представляется возможным. Поэтому как первое приближение необходимо принять некую среднюю скорость денудации щита. Попытки количественного определения величины эрозионного среза Украинского щита в фанерозое предпринимались неоднократно и привели разных авторов к существенно различным оценкам: от 200 м до 1 км (Ельянов, 1973). Возможность более точного определения величины среза появилась после изучения разрезов взрывных метеоритных кратеров. Используя упоминавшийся выше закон соотношения максимальных мощностей импактных пород и кратерных осадков, по значению этого отношения определяли величину среза. Более древние кратеры щита были и сильнее эродированными, что подтвердило возможность принятия, как первого приближения, линейной скорости среза. При этом оказалось, что для четырех кратеров скорость среза составила от 30 до 100 м за 100 млн.лет и лишь для одного, возможно, несколько превышала 100 м за 100 млн.лет. В дальнейшем при расчетах была принята величина сноса 100 м за 100 млн.лет. Принимая во внимание, что самый древний кратер щита (Ильинецкий) имеет возраст около 400 млн.лет или немногим более, мы сочли возможным ограничить наши расчеты лишь периодом времени в 500 млн.лет, поскольку для более ранней истории щита нет "реперных" точек для оценки скорости сноса. Как мы увидим ниже, распространение того же значения скорости эрозии на 1 –

1,2 млрд.лет не существенно увеличивает количество сохранившихся кратеров.

Обычно в работах по оценке частоты образования древних взрывных метеоритных кратеров принимается минимальный диаметр кратера в 1 км. Кратеры меньшего размера докембрийского возраста неизвестны. Они, видимо, сохраняются незначительное время. Плотность образования кратеров диаметром более 1 км, по Хартманну (Hartmann, 1965), для поверхности Земли составляет $12 \cdot 10^{-4}$ кратеров на 1 км^2 за 10^9 лет. Эта оценка, по мнению авторов последующих работ (например, Baldwin, 1971), является лучшей. Если принять в качестве независимых равноточных измерений другие существующие оценки, то получим с вероятностью $p=0,9$ плотности образования кратеров диаметром более 1 км $(1+90) \cdot 10^{-4}$ на 1 км^2 за 10^9 лет.

В дальнейшем мы принимаем за основу данные Хартманна. Используя их, получим для Украинского щита общее количество взрывных метеоритных кратеров, образовавшихся за 500 млн.лет,

$$C = 12 \cdot 10^{-4} \cdot 0,5 \cdot 2 \cdot 10^5 = 120.$$

При таком количестве событий погрешностью в определении плотности кратеров за счет непредставительности выборки (Украинский щит по сравнению с общей поверхностью земной суши) можно пренебречь, поскольку она с вероятностью $p = 0,9$ составляет не более 1,1 погрешности в определении средней плотности образования кратеров на Земле за этот период (Зайдель, 1968).

Используя закон распределения кратеров по размерам (Hartmann, 1965) и зависимость между диаметром кратеров и их глубиной (Болдуин, 1968), можно получить распределение кратеров по глубинам. Нами эта задача приближенно решена графически. На графике зависимости распространенности кратеров от их диаметров, составленном в логарифмическом масштабе, на ось диаметров нанесли значения соответствующих им глубин. В дальнейшем по этому графику определяли относительную распространенность кратеров с той или иной глубиной. Минимальные размеры кратеров, сохранность которых рассматривалась, были увеличены до 200 м по глубине, что отвечает диаметру около 1,4 км. Меньшие по размеру кратеры среди ископаемых не обнаружены. На Украинском щите их длительная сохранность (по крайней мере, при образовании в течение примерно последних 100 млн.лет) маловероятна. В позднем мезозое и кайнозое значительная часть щита длительное время была занята мел-

ководным морем, на суше развивалась кора выветривания мощностью до 100-120 м или рыхлые осадки, достигавшие примерно той же мощности (Цымбал, Полканов, 1975; Геология СССР, 1958). Следовательно, относительно мелкие кратеры должны были образоваться в рыхлых породах и быстро разрушаться.

Приняв такое ограничение, получим зависимость доли сохранившихся кратеров от их возраста (рис.26). Определение путем графического интегрирования площади под кривой и суммирование с количеством кратеров, образовавшихся за последние 200 млн. лет, дает результаты, приведенные в табл.15. В ней учтены также данные о возможно сохранившихся кратерах (при той же скорости эрозии) вплоть до среднерифейского (1200 млн.лет) возраста. Если ограничить рассмотрение, как мы это делали выше, отрезком времени (500 млн.лет), то количество предполагаемых кратеров, даже при округлении, уменьшится лишь на 2: один рифейский и один палеозойский. На основании данных табл.15 можно оценить резерв еще не открытых метеоритных кратеров на Украинском щите примерно в 25. Среди них должны преобладать небольшие структуры с первоначальным диаметром менее 3 км, а с учетом эрозии - менее 2 км мезо-кайнозойского возраста.

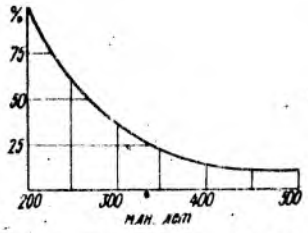


Рис.26.Предполагаемая сохранность взрывных метеоритных кратеров Украинского щита глубиной более 200 м. Ордината - доля частично или полностью сохранившихся кратеров; абсцисса - возраст.

Если распределение уже открытых структур по возрасту хорошо совпадает с ожидаемым, то по размерам отмечается естественное смещение максимума открытых структур в сторону крупных, относительно легко открываемых. Примерно та же закономерность проявляется в открытии астроблем на территории СССР и в других регионах мира (Масайтис, 1975).

Трудно количественно оценить достоверность прогноза, приведенного в табл.15. Это трудности в определении погрешности значения средней плотности образования кратеров.

Таблица 15

Ожидаемое распределение взрывных метеоритных кратеров Украинского щита

Возраст	Диаметр, км			Всего
	1,4-2	2-3	>3	
Кайнозойский	4(0-1)	3	1(0-1)	8(0-2)
Мезозойский	8(0-1)	7(2)	4(1-2)	19(3-5)
Палеозойский	-	1	4(1)	5(1)
Рифейский	-	-	1	1
Всего	12(1)	11(2)	10(3)	33(6)

Примечание. Данные расчетов округлены до целых единиц. В скобках - количество установленных кратеров. Возможность двоякого отнесения времени образования Болтышского кратера (Голубев и др., 1974) и синхронного с ним Зеленогайского к мезозою показана двумя цифрами в скобках.

В частности, если мы примем, что образование Болтышского кратера на Украинском щите в течение 1 млрд.лет было статистически закономерным, то плотность образования кратеров диаметром более 1 км составит $74 \cdot 10^{-4}$ на 1 км^2 за 10^9 лет, или в 6 раз превысит данные Хартманна. Таким образом, в наших расчетах скорее можно ожидать занижения количества кратерообразующих падений, чем завышения по сравнению с истинной величиной. Что касается определения погрешности за счет неправильности в определении темпов денудации кратеров и их минимальных размеров, то здесь затруднительно определить даже знак вероятной погрешности. Вероятно, следует ожидать существования отдельных участков щита (очевидно, склоны, грабены) с лучшей и с худшей сохранностью кратеров, чем это наблюдается в настоящее время. Возможность сохранения более мелких кратеров (диаметром 1-1,4 км) должно резко повысить их общее число.

В настоящее время оценка, приведенная в табл.15, кажется нам наилучшим приближением к истине, а обнаружение новых взрывных метеоритных кратеров в пределах Украинского щита - весьма вероятным.

Литература

Баос Ю.Б., Галка А.И., Грабовский В.И. Болтышские горючие сланцы. – Разведка и охрана недр, 1967, № 9, с.11-15.

Баум Ф.А., Орленко Л.П., Станюкович К.П., Челышев В.П., Шехтер Б.И. Физика взрыва. М., 1975, 704 с.

Беланов В.М. Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита (по геол.-геофиз.данным). Автореф. канд. дис. К., 1969, 15 с.

Бережной А.С. Многокомпонентные системы окислов. К., "Наук. думка", 1970, 541 с.

Бережной А.С., Міщук Б.М., Чернова В.І. Дослідження анортиту і анортитового скла за допомогою ІЧ-спектроскопії. – ДАН УРСР, 1969, № 8, с. 732-734.

Болдуин Р.Б. Древние метеоритные кратеры и криптовулканические структуры. – В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968а, с.130-152.

Болдуин Р.Б. Соотношение между параметрами кратера. – В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968б, с.222-246.

Бондарчук В.Г. Нарис тектонічної будови території Української РСР. – Геол.журн., 1955, 15, вип.3, с.7-29.

Быстревская С.С., Земсков Г.А. О постпротерозойской тектономагматической активности в западной части Украинского щита. – ДАН СССР, 1974, 214, № 5, с.1139-1140.

Быстревская С.С., Земсков Г.А., Виноградов Г.Г. Новые данные о строении Ильинецкого палеовулкана на УЩ. – Геол.журн., 1974, 34, № 3, с.123-126.

Вакерли Дж. Ударноволновое сжатие кварца. – В кн.: Динамические исследования твердых тел при высоких давлениях. М., 1965, с.144-193.

Вальтер А.А. Кварц – индикатор ударного метаморфизма в породах Украинского щита. – В кн.: Типоморфизм кварца Украины. К., 1971, с.63-70.

Вальтер А.А. Расшифровка Ильинецкой структуры как астроблемы (Винницкая обл., УССР) – ДАН СССР, 1975, 224, № 6, с.1377-1379.

Вальтер А.А. Минералогические критерии ударного метаморфизма. – Минерал.сборник Львов. ун-та, 1977, № 31, вып.2, с.31-40.

Вальтер А.А., Брянский В.П., Рябенко В.А., Лазаренко Евг.Е О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите. – ДАН УССР, 1976, 229, № 1, с.160-162.

Вальтер А.А., Горогоцкая Л.И., Чернова В.И. Синтетический Fe-содержащий анортит. – Минерал. сборник. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып.4, с.392-399.

Вальтер А.А., Гуров Е.П., Рябенко В.А. Оболонский метеоритный кратер на северо-восточном склоне Украинского щита. – ДАН СССР, 1977, 232, № 1, с.170-173.

Вальтер А.А., Рябенко В.А. Петрографические признаки ударно-метеоритного происхождения Ильинецкой структуры (Винницкая область). – Геол. журн., 1973, 33, № 6, с. 142-144;

Вальтер А.А., Рябенко В.А. Ильинецкая структура – взрывной метеоритный кратер. – Геол. журн., 1976, 36, № 1, с. 42-53.

Васильев И.В., Селин Ю.И. Новые данные о палеонтологической характеристике продуктивной толщи Болтышского месторождения горючих сланцев. – ДАН УССР. Сер. Б, 1970, № 12, с. 1059,1061.

Взрывные кратеры на Земле и планетах. Под ред. К.П.Станюковича. М., "Мир", 1968. 265 с.

Вуд Дж. Метеориты и происхождение солнечной системы. М., "Мир", 1971, 172 с.

Геологический словарь. Т.1. М., "Недра", 1973.

Геология СССР. Т.5, ч.1. М., Госгеолтехиздат, 1958. 1000 с.

Геохронология докембрия Украины. Под ред. Н.П.Семененко.К., "Наук.думка", 1965. 262 с.

Гинтов О.Б., Шевченко Т.П., Голуб В.М. Об эндогенной природе Ильинецкой структуры. – Геол.журн., 1975, 35, № 1, с.54-62.

Голубев В.А., Карпов Г.М., Поповиченко В.А. Про метеоритно-вибухове походження Бовтиської западини на Кіровоградщині. – ДАН УРСР. Сер.Б, 1974, № 1, с.10-13.

Гордова З.П. Улетучивание щелочных окислов при варке стекла с применением вулканических стекол. – В кн.: Использование в стекольном производстве недефицитных материалов. М., 1971, с.38-40.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение серии изверженных щелочноземельных пород. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с.207-222.

Дабижа А.И. Исследование геофизических полей метеоритных кратеров. Автореф.канд.дис. М., 1976. 18 с.

Дабижа А.И., Красс Н.С., Федынский В.В. Эволюция метеоритных кратеров как структур планетной коры. – Астрон.вестн., 1976, 10, № 1, с.5-18.

Денс М.Р. Внеземное происхождение канадских кратеров. – В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с.105-129.

Дир У.А., Хауи В.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.4. Каркасные силикаты. М., "Мир", 481 с.

Дитц Р.С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. – В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с.153-173.

Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М., "Недра", 1964.

Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1967, с.14-26.

Ельянов М.Д. Про оцінку еозійного зрізу докембрійських кристалічних порід з пізньопротерозойського часу. – ДАН УРСР. Сер.Б., 1973, № 9, с.792-794.

Еременко Г.К., Полканов Ю.А., Геворкьян В.Х. Космогенные минералы в полтавских отложениях Конско-Ялынской впадины. – Минералогия осадочных образований, 1974, вып.1, с.66-76.

Зайдель А.Н. Элементарные оценки ошибок наблюдений.Л.,"Недра", 1968. 96 с.

Зейдлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника. – Изв. АН КазССР. Сер.геол., 1975, № 1, с.62-75.

Зоткин И.Т.,Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. – Астрон. вестн.,1970, 4, № 1, с.55-65.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К., "Наук.думка", 1965, 186 с.

Ковалев Г.Н. К вопросу об энергетике активного вулканизма. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с.41–46.
Козловская А.Н., Распопова М.Г., Гладкий В.Н. и др. К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. – Сов.геология, 1971, № 6, с.3–15.
Кринов Е.Л. Метеориты. Физматиздат, 1958, 106 с.
Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. – Метеоритика, 1962, вып.22, с.3–30.
Кринов Е.Л. Дробление Сихотэ-Алиньского метеорита. – Метеоритика, 1975, вып.34.
Кропоткин П.Н. Современные геологические и геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. – Изв.АН СССР. Сер.геол.,1953, № 1, с.38–62.
Лазаренко Е.К., Ясинская А.А. Некоторые современные аспекты космической минералогии (II) – Минерал. сборник Львов. ун-та, 1972, №26, вып.1.
Левин Б.Ю. Современная форма метеоритной гипотезы образования лунного рельефа. – Бюл.Всесоюз. астрон.-геодез.о-ва, 1962, № 30, с.5–19.
Лисенко А.А., Рашин Г.А. Исследование влияния форм кристаллического упорядочения минералов сырья на вязкость и кристаллизационную способность некоторых силикатных расплавов. – В кн.: Использование в силикатном производстве недефицитных материалов. М., 1971, с.171–177.
Логвин Э.И. Гидротермальная минерализация вулканогенных пород бассейна р.Соби. – В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. К., 1968, с.132–142.
Логвин Э.И., Красовский С.С., Бурьянов В.Б. Жерловые формации верхнего Побужья и Приазовья по геологоструктурным и геофизическим данным. – В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. К., 1972, с.78–84.
Магницкий В.А. Основы физики Земли. М., Геодезиздат, 1953, 290 с.
Майданович И.А. Глубинная структура и осадконакопление в Покрово-Киреевском рудном районе. Автореф. канд. дис. К., 1970, 24 с.
Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962. 275 с.
Масайтис В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., "Недра", 1973. 17 с.
Масайтис В.Л. Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР. – Метеоритика, 1974б, вып.33, с.64–68.
Масайтис В.Л. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения. – В кн.: Проблемы магматических формаций. Л., 1974а, с.35–48.
Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР. – Сов.геология, 1975, № 11, с.52–64.
Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Карпов Г.М., Райхлин А.И. Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астроблемы в Европейской части СССР. – ДАН СССР, 1976, 230, № 1, с.174–177.
Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайская котловина – взрывной метеоритный кратер. – ДАН СССР, 1971, 197, № 6, с.1390–1393.
Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975. 123 с.
Масайтис В.Л., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шишов В.А. Ковсит из Попигайского кратера (первая находка в СССР). – Зап. Всесоюз.минерал. о-ва, 1974, 4, 103, вып.1, с.122–127.

Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера. – Зап.Всесоюз.минерал.о-ва, 1972, 101, № 4, с.385–393.
Масайтис В.Л., Сысоев А.Г. Метеоритное вещество в метеоритах Попигайского кратера. – Письма в астрон. журн.,1975, 1, № 4, с.43–47.
Мейсон Б. Метеориты. М., "Мир", 1965. 305 с.
Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. М., 1974, вып.1, 513 с.
Мияки И. Основы геохимии. Л., "Недра", 1969, 327 с.
Никольский А.П. Вулканитоподобные пробы фанерозоя Украинского щита и проблема их генезиса. – Геол.журн., 1974, 34, № 3,с.111–122.
Никольский А.П. Взрывные метеоритные кратеры Украинского щита вблизи г.Винница. – Геол.журн., 1975, 35, № 4, с.76–86.
Парфенова О.В., Яковлев О.И., Косолапов А.И. Некоторые закономерности испарения вещества при метеоритном ударе. – Вестн. МГУ. Геология. Сер.4, 1976, № 3, с.45–52.
Пейве А.В. Главнейшие типы глубинных разломов. – Изв.АН СССР. Сер.геол., 1956, с.90–105.
Половинкина Ю.И. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1967, с.113–119.
Поляков М.М., Трухалев А.И. Попигайская вулкано-тектоническая кольцевая структура. – Изв. АН СССР. Сер.геол.,1974, № 4, с.85–94.
Робертсон Р.В., Грив Р.А.Ф. Астроблемы Канады. – Природа, 1973, № 1, с.70–77.
Ронка Л.Б. Метеоритный удар и вулканизм. – В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с.174–183.
Рускол Е.Л. Происхождение Луны. М., "Наука", 1975. 187 с.
Рябенко В.А. Нові дані про склад і стратиграфічне положення ефузивних порід Липовецького району. – В кн.: Питання мінералогії і петрографії України. К., 1962, с.68–74.
Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. К., "Наук.думка", 1970, 124 с.
Рябенко В.А. Тектонічні порушення та рудна мінералізація в породах Українського щита. К., "Наук.думка", 1973, 109 с.
Рябенко В.А. Текстура глибокометаморфізованих порід докембрію України. К., "Наук.думка", 1976. 126 с.
Собакарь Г.Т. Глубинная тектоника Приазовского массива. К., "Наук.думка", 1964. 148 с.
Станюкович К.П. Неустановившиеся движения сплошной среды. М., "Наука", 1971. 854 с.
Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. – ДАН СССР, 1947, 57, № 2, с.129–132.
Стратиграфическая легенда и схема палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Украинского щита и Донецкого бассейна для карт масштаба 1:50 000. К., "Наук.думка", 1968. 139 с.
Стрыгин А.И., Кобзарь В.И., Казаков Л.Р. Вулкано-галечный материал в тетеревских гнейсах (Украинский щит). – ДАН СССР,1964, 158, № 3.
Тарасенко В.Е. Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губернии. К., 1898. 13 с.
Тугаринов А.И. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. – Геохимия, 1963, № 3, с.266–283.
Фиров Л.Ф. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. – Геотектоника, 1965, № 2, с.106–118.

Фрэнч В.Т. Ударные эффекты в образцах лунного грунта, доставленного советской станцией "Луна-16" из района моря Изобилия. - В кн.: Лунный грунт из моря Изобилия. М., 1974, с.111-121.

Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). - Изв.вузов. Геология и разведка, 1963, № 3, с.13-29.

Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. К., "Наук.думка", 1975. 247 с.

Чабаненко И.И. Схема региональных разломов южных и юго-западных окраин Восточно-Европейской платформы. - ДАН СССР, 1975, 223, № 4, с.958-960.

Чирвинская М.В., Забелло Г.Д., Смекалкина Л.В. Особенности строения фундамента Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1968, с.11-26.

Шорт Н.М. Ударные процессы в геологии. - В кн.: Искусственные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с.30-67.

Штейнберг Г.С. О взрывном образовании кальдер. - ДАН СССР, 1973, 208, № 6, с.1342-1345.

Шумейкер Ю.М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с.68-104.

Шиголев Б.М. Математическая обработка наблюдений. М., "Наука", 1969. 344 с.

Эйнор О.Л., Цуканов В.А., Есипчук К.Е. Опыт детального геологического картирования докембрийских образований Западного Приазовья. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, 1967, вып.2, с.144-152.

Юрк Ю.Ю., Еременко Г.К., Полканов Ю.А. Нові дані про генезис Бовтиської западини. - ДАН УРСР. Сер. Б, 1974, № 3, с.244-248.

Юрк Ю.Ю., Еременко Г.К., Полканов Ю.А. Болтышская котловина - ископаемый метеоритный кратер. - Сов.геология, 1975, № 2, с.138-144.

Ярощук Э.А. Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья. Автореф. канд.дис.К., 1970. 19 с.

Baldwin R.B. On the history of Lunar impact cratering: the absolute time scale and the origin of planetesimals. - Icarus, 1971, 14, N 1, p. 36-52.

Barringer D.M. Coon Mountain and its crater. - Proc.Acad. Nat.Sci. Philadelphia, 1906, 57 (for 1905), p.861-886.

Barringer D.M. Jng. A new meteor crater. - Proc.Acad.Nat. Sci. Philadelphia, 1929, 80 (for 1928), p. 307-311.

Beals C.B., Hitchen A. On the deposition of sediments in craters. - Publications of Dominion Observatory. Ottawa, 1970, 39, N 4, p. 105-118.

Bucher W.H. Cryptoexplosion structures caused from without or from within the Earth? ("Astroblemes" or "Geoblemes"). - Amer. J.Sci., 1963, 261, N 7, p. 597-649.

Carstens H. Thermal History of Impact Melt Rocks in Fennoscandian Shield. - Contrib.Mineral.Petrol., 1975, 50, N 2, p. 145-155.

Carter N.L., Christie I.M., Griggs D.T. Experimental deformation and recrystallization of quartz. - J. Geol., 1964, 72, N 6, p. 687.

Chao E.C.T. Shock Effect in Certain Rock-Forming Minerals.- Science, 1967, 156, N 3772, p. 192-202.

Chao E.C.T. Pressure and Temperature Histories of Impact Metamorphosed Rocks - Based on Petrographic Observations. - In: Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, 1968,p.135-138.

Chao E.C.T., Shoemaker E.M., Madsen B.M First natural occurrence of coesite. - Science, 1960, 132, N 3421, p. 220.

Currie K.L. Origin of Igneous Rocks Associated with Shock Metamorphism as suggested by Geochemical Investigations of Canadian Craters. - J.Geophys.Res., 1971, 76, N 23, p. 5575-5585.

Dachille F., Gigl P., Simons P.V. Experimental and Analytical studies of Crystalline Damage Useful for Recognition of Impact Structure. - In: Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, 1968, p. 555-570.

Dence M.R. Impact melts. - J.Geophys.Res., 1971, 75, N 23, p. 5552-5565.

Dence M.R. Dimensional analysis of impact structures. - Meteoritics, 1973, 8, N 4, p. 343-344.

Dennis J.G. Ries Structure, Southern Germany, A Review. - J.Geophys.Res., 1971, 76, N 23, p. 5394-5406.

Dietz R.S. Cryptoexplosion structures: a discussion. - Amer. J.Sci., 1963, 261, N 7, p. 650-664.

Dietz R.S. Shatter cones in cryptoexplosion structures. - In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968,p.267-285.

Dietz R.S., McHone J. Impact structures from ERTS imagery. - Meteoritics, 9, N 4, p. 329-333.

El Goresy. A Baddeleyte and its significance in impact glasses. - J.Geophys.Res., 1965, 70, p. 3453-3456.

El Goresy A., Fechting H., Ottemann J. The opaque minerals in impactite glasses. - In: Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, 1968, p. 531-554.

Engelhardt W. Detritical Impact Formation. - J.Geophys.Res., 1971, 76, N 23, p. 5566-5574.

Engelhardt W. Die Bieldung von Kratern durch den Aufprall extraterrestrischer Massen. - Naturwissenschaften, 1974a, 61, H.9, S. 389-395.

Engelhardt W. Meteoritenkrater. - Naturwissenschaften, 1974, 61, N 10, S. 413-422.

Engelhardt W., Bertsch W. Shock Induced Planar Deformation Structures in Quartz from the Ries Crater, Germany. - Contrib.Mineral. and Petrol., 1969, 20, N 3, p. 203-234.

French B.M. Shock metamorphism as a geological process. - In: Shock metamorphism natural materials. Baltimore, 1968, p. 1-19.

Gault D.E., Quaide W.L., Oberbeck V.R. Impact cratering mechanics and structures. - In: Shock metamorphism natural materials. Baltimore, 1968, p. 87-99.

Gilbert G.K. The Origin of Hypotheses, illustrated by the Discussion of a Topographical Problem. - Science, 1896, 3, p.1-13.

Guest J.E. Stratigraphy of Ejecta from the Lunar Crater Aristarchus. - Geol.Soc. Amer.Bull.,1973, 84, N 9, p.2873-2803.

Hartmann W.K. Terrestrial and Lunar Flux of Large Meteorites in the Last two Billion Years. - Icarus, 1965, 4,N 2,p.157-165.

Hartmann W.K. Interplanet Variations in Scale of Crater Morphology. Earth, Mars, Moon - Icarus, 1972, 17, N 3, p.707-713.

Horz F., Quaide W.L. Debaye-Shairer investigations of experimentaly shocked silicates. - Moon, 1973, 6, N 1,2, p. 45-82.

Journal of Geophys.Research, 1971, 76, N 23.

Kieffer S.W. Shock Metamorphism of the Coconino Sandstone at Meteor Crater, Arisona. - J.Geophys.Res., 1971, 76, N 23, p.5449-5473.

Merrill G.P. On a peculiar form of metamorphism in siliceous sandstone. - Proc.U.S.Nat.Mus., 1907, 32, p.547-551.

Milton D.J., Barlow B.C., Brett R. a.o. Gosses Bluff Impact Structure, Australia. - Science, 1972, 175, N 4027, p.1199-1207.

Millman P.M. The Space Scars of the Earth. - Nature, 1971, 232, N 5307, p. 161-164.
Moenke H.H.W. Silica, the three-dimensional silicates, borosilicates and beryllium silicates. - In: The Infrared Spectra of Minerals. London, 1974, p. 365-382.
Müller W.F., Defourneaux M.Z. Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stoßwellen: Eine experimentelle Untersuchung an Quarz-Einkristallen. - Z.Geophys., 1968, 34, N 5, S.483-504.
Parks S. Glasses. - In: Infrared Spectra of Minerals. London, 1974, p. 483-514.
Roberts W.A. Shock crater ejecta characteristics. - In: Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, 1968, p. 101-114.
Scott W.H., Hansen E., Twiss R.J. Stress analysis of quartz deformation lamellae in a minor fold. - Amer.J.Sci., 1965, 263, N 9, p.729-740.
Sellards E.H. Unusual Structural Feature in Plains Region of Texas. - Bull.Geol. Soc.Amer., 1927, 38, p. 149-153.
Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, Mono Boo Corp., 1968, p. 620.
Shoemaker E.M., Hackman R.I., Eggleton R.E. Interplanetary correlation of geologic time. - Agv.Astronaut. Sci., 1962, N 8, p. 70-89.
Short N.M. A review of shock processes pertient to fragmentation and lithification of lunar terrain. - In: Interpretation of the Lunar Probe data. Washington (D.C.), 1967, p. 17-60.
Short N.M. Evidence and Implications of Shock Metamorphism in Lunar Samples. - Science, 1967, 167, N 3918, p.673-675.
Short N.M. Anatomy of the Meteorite Impact Crater: West Hawk Lake, Manitoba, Canada. - Geol.Soc.of Amer., 1970, 81, N 3, p.609-648.
Short N.M., Bunch T.E.A. Worldwide Inventory of Rocks Associated with Presumed Meteorite Impact Origin. - In: Shock metamorphism in natural materials. Baltimore, 1968, p. 255-266.
Spencer L.J. Meteorite craters as a topographical features on the Earth's Surface. - Geogr. J., 1933, 81, N 3, p.227-248.
Stahle V. Cordierite glass formed by shock in cordierite-garnet-gneiss from the Ries crater, Germany. - Earth and Planet. Sci.Lett., 1973, 18, N 3, p. 385-390.
Stoffler D. Metamorphism and Classification of Shocked and Brecciated Crystaline Rocks at Impact Craters. - J.Geophys.Res., 1971a, 76, N 23, p. 5541-5551.
Stoffler D. Coesite and Stishowite in Shocked Crystalline Rocks. - J.Geophys.Res., 1971b, 76, N 23, p.5474-5488.
Stoffler D., Hornemann U. Quartz and feldspar glasses produced by natural and experimental shock. - Meteoritics, 1972, 7, N 3, p. 371-394.
Stoffler D., Wedekind I.A., Polkowski G., Gault D.E. Experimental hypervelocity craters in quartz and glass sand: distribution and shock metamorphism of ejected mass. - Meteoritics, 1973, 8, N 1, p. 74.
Tilghman B.C. Coon Butte, Arizona. - Proc.Acad.Nat.Sci., Philadelphia, 1906, 57, (for 1905), p. 887-914.
Tschermak G. Die Meteoriten von Shergety und Copalpur. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math. naturw. Kl., Abt., 1872, 1, 65, S.122-146.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Глава I. ВЗРЫВНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ЗЕМЛЕ 5
Развитие представлений о взрывных метеоритных кратерах на Земле 5
Основные закономерности генезиса и строения взрывных метеоритных кратеров 12
Минералого-петрографические и геохимические особенности горных пород, образовавшиеся при метеоритном взрыве 19
Метеоритное вещество 19
Макроскопические признаки взрыва в горных породах 22
Ударный метаморфизм 23
Ударное плавление 31
Критерии опознания взрывных метеоритных кратеров 35
Установленная и предполагаемая распространенность метеоритных кратеров на Земле 39
Глава II. УКРАИНСКИЙ ЩИТ - ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ МИШЕНЬ ДЛЯ МЕТЕОРИТНЫХ УДАРОВ 43
Деление Украинского щита на блоки, их проявление в физических полях и рельефе 43
Характеристика глыб, блоков и степень их денудированности 58
Глава III. АСТРОБЛЕМЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА 78
Оболонский кратер 79
Зеленогайский кратер 84
Болтышский кратер 88
История изучения 88
Геологическое строение 89
Импактные породы 92
Закратерные выбросы 104
Интерпретация генезиса Болтышского кратера.. 107
Ротмистровский кратер 109

Ильинецкий кратер 114
Прочие установленные и предполагаемые метеоритные кратеры Украинского щита 139
О вероятном количестве взрывных метеоритных кратеров, сохранившихся на Украинском щите 141
Литература 146

Антон Антонович Вальтер
Василий Адамович Рябенко

ВЗРЫВНЫЕ КРАТЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Печатается по постановлению ученого совета
Института геологических наук АН УССР

Редактор Л.К.Медникова
Оформление художника С.В.Назаров
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Е.Г.Вегер
Корректор Л.Ю.Каменских

Информ. бланк № 695.

БФ 01218. Подписано в печать 2.VI 1977 г. Формат 60x84 1/16. Бумага офс. № 2. Усл. печ. л. 10,46. Учетно-изд. л. 9,95. Тираж 800 экз. Изд. № 134 Заказ 7-287. Цена 1 руб.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, ул.Репина,3. Киевская книжная типография научной книги республиканского производственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР. 252004, Киев-4, ул. Репина, 4.