

Болтышская импактная структура и ее ударнорасплавленные породы

© Е. П. Гуров, С. Б. Шехунова, В. В. Пермяков, 2011

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 марта 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Бовтиський кратер у центральній частині Українського щита є складною імпактною структурою, яка утворена глибоким внутрішнім кратером з центральним підняттям у центрі та периферійною депресією. Внутрішній кратер заповнений потужною кільцеподібною товщею ударнорозплавлених порід, що оточує центральне підняття. Товщу складають два головні типи порід: мікропорфірові породи зі склуватою матрицею та породи з кристалічною матрицею. Породи зі склуватою матрицею утворилися за застигання сухого імпактного розплаву, тоді як породи з кристалічною матрицею сформовані у крайових частинах товщі під взаємодією розплаву з поверхневими водами та породами, що містять воду. Встановлено, що Бовтиська структура утворилася внаслідок падіння хондритового астероїда $65,17 \pm 0,64$ млн років тому на крейдяно-палеогеновому рубежі одночасно з кратером Чіксулуб у Мексиці, який спричинив масове вимирання органічного світу наприкінці мезозою.

The Boltysch crater in the central part of the Ukrainian Shield is a complex impact structure composed by a deep inner crater with a central uplift and a peripheral depression. The powerful annular sheet of impact melt rocks fills the inner crater around the central uplift. Two main types of impact melt rocks are presented in the sheet: the microporphyrific rocks with glassy matrix and rocks with crystalline matrix without any glass. While the glassy matrix melt rocks are the product of solidification of a dry melt, the crystalline matrix melt rocks were formed in the marginal zones of the sheet by interaction with water and water-bearing substances. The age of the Boltysch structure is $65,17 \pm 0,64$ Ma that is an evidence of its formation at the Cretaceous-Tertiary boundary simultaneously with the Chixhulub crater in Mexico, which caused a mass life extinction at the end of the Mesozoic.

Болтышская импактная структура диаметром 24 км является крупнейшим кратером на Украинском щите и во всей южной части Восточно-Европейской платформы. Хотя интенсивное изучение кратера как импактной структуры продолжается уже более 35 лет со времени доказательства его ударно-метеоритного происхождения [Голубев та ін., 1974; Масайтис, 1974], новый импульс для всестороннего изучения связан с установлением его образования на мел-палеогеновом рубеже 65 млн лет назад [Kelley, Gurov, 2002; Watson et al., 2009]. Особый интерес к изучению структуры определяется следующими ее особенностями.

Болтышская структура — второй известный на поверхности Земли кратер, образовавшийся 65 млн лет назад на мел-палеогеновом рубе-

же одновременно с гигантским кратером Чиксулуб в Мексике, определившим катастрофические события и массовое вымирание органического мира в конце мезозойской эры.

Полная сохранность кратера и изученность буровыми работами позволяют рассматривать его как эталон сложной импактной структуры с центральным поднятием, образованной в кристаллических породах [Гуров, Гурова, 1991; Gurov et al., 1995].

В структуре содержится уникальная залежь ударнорасплавленных пород диаметром 11—12 км, изучение которой является ключом к определению состава кратерообразующего тела и времени образования кратера.

Цель настоящей работы — описание Болтышской импактной структуры, при этом ос-

новное внимание уделено изучению строения и состава толщ ударнорасплавленных пород. Ранее полученные результаты дополнены данными исследования особенностей петрографического, минерального и геохимического состава ударнорасплавленных пород с применением оптической и электронной микроскопии, а также электронно- и волнодисперсионного анализов (ЭДА) (сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) Geol-6490 LV, микроанализаторы EDS INCAx-act, WDS INCA Energy⁺, Oxford). При исследовании минеральных фаз и их химического состава на СЭМ применялись режимы вторичных и отраженных электронов; энергодисперсионный спектрометр использовался в режиме рентгеновского картирования, связывающего химический анализ в точке с координатами на поверхности образца, картирования вдоль выбранной линии и в режиме точечного микроанализа заданной зоны размером порядка 1 мкм.

Геологическое строение кратера и условия залегания в нем ударнорасплавленных пород. Строение Болтышской структуры изучено по материалам многочисленных скважин, пробуренных при разведке месторождения горючих сланцев, геологосъемочных работах и некоторых более поздних исследованиях [Watson et al., 2009; Басс и др., 1967]. Полный разрез структуры в ее наиболее глубокой части вскрыт скв. 11475, расположенной на расстоянии 3,5 км к юго-западу от центра кратера и около 1,8 км — от края поверхности центрального поднятия (рис. 1). В 1984 г. в юго-западной части структуры была пробурена скв. 50 глубиной 736 м для изучения толщи ударного расплава и демонстрации керна участникам XXVII сессии Международного геологического конгресса [Гуров, Рябенко, 1984; Grieve et al., 1987]. В 2008 г. в западной части кратера по нашему проекту по заказу и на средства Открытого универ-

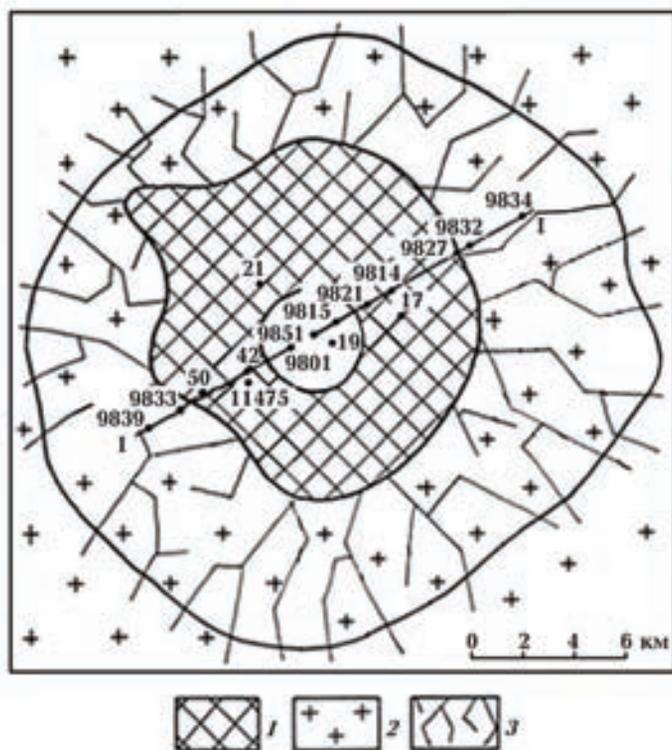


Рис. 1. Схематическая карта Болтышской импактной структуры. Кольцеобразная залежь ударнорасплавленных пород занимает глубокий внутренний кратер структуры. Показано положение разреза по линии скважин (I—I) и некоторых отдельных скважин: 1 — ударнорасплавленные породы; 2 — кристаллические породы основания кратера; 3 — трещиноватость и дробление пород основания. Постударные осадочные образования сняты.

ситета в Великобритании пробурена скв. 42 глубиной 597,8 м для изучения верхнего горизонта ударнорасплавленных пород и полного разреза толщи посткратерных отложений, накопление которых началось непосредственно на мел-палеогеновом рубеже [Watson et al., 2009].

Основные особенности строения структуры рассмотрены в многочисленных публикациях [Гуров, Гурова, 1991; Вальтер, Рябенко, 1977; Геология ..., 1980 и др.]. В настоящей работе строение структуры охарактеризовано, главным образом, по материалам публикаций [Gurov et al., 1995; Гуров, Гожик, 2006; Gurov et al., 2003].

Болтышская импактная структура расположена в центральной части Украинского щита в бассейне р. Тясмин, правого притока р. Днепр. В рельефе она представлена в виде пологой изометрической в плане депрессии, глубина которой составляет 140—160 м над уровнем моря в ее центральной части и повышается до 180—200 м на краях над реликтами эродированного коренного вала. К центру депрессии по радиальным направлениям текут четыре небольшие речки, которые при слиянии образуют р. Тясмин. Долина р. Тясмин в виде неглубокого каньона прорезает коренной вал кратера в его северо-западной части в районе г. Каменка.

Диаметр кратера по краю воронки в поверхности пород докембрийского кристаллического основания составляет на современном уровне среза около 24 км. Исходный диаметр кратера по гребню коренного вала, по оценке в работах [Гуров, Гожик, 2006; Ямниченко, 2005], составлял около 30 км. На совре-

менной поверхности структура перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями, и только в ее северо-западной части в долине р. Тясмин вскрыты катаклазированные граниты эродированного коренного вала. В то время как насыпной вал структуры уничтожен эрозией, вокруг нее на площади около 6500 км² сохранились реликты покрова закратерных выбросов, представленных толщей брекчий кристаллических пород основания кратера мощностью до первых десятков метров [Gurov et al., 2003; Гуров, Вальтер, 1977; Гуров, Хмельницкий, 1996]. Обломки пород и минералов в брекчиях содержат отчетливые признаки ударного метаморфизма, что однозначно доказывает их происхождение в результате отложения обломочного и пылеватого материала, выброшенного из кратера по баллистическим траекториям.

Болтышский кратер представлен сложной импактной структурой с центральным поднятием (рис. 1, 2). Центральную, наиболее глубокую ее часть занимает кольцеобразный внутренний кратер, в центре которого возвышается сложенное брекчированными гранитами и гнейсами поднятие. Его диаметр около 4 км по поверхности, высота — до 580 м над истинным дном структуры. Поверхность поднятия имеет платообразный слабо расчлененный рельеф с относительными превышениями до 100 м: глубина залегания поверхности изменяется от 423 м в северной части поднятия (скв. 9828) до 526 м в центральной его части (скв. 9819). Внешний диаметр внутреннего кратера равен 11—12 км, глубина — около 400 м от поверхности сложенного горной мукой дна структуры до его краев и около 950 м

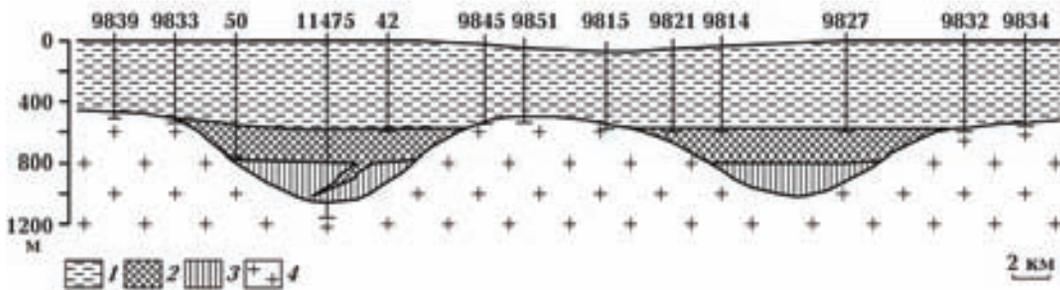


Рис. 2. Схематический разрез (I—I) ударнорасплавленных пород в центральной части Болтышской структуры. Погружение истинного дна структуры под толщу ударнорасплавленных пород на краях глубокого внутреннего кратера наблюдается на примере разрезов скв. 9839, 9833, 50 и 11475 в ее юго-западной части и скв. 9827, 9832 и 9834 в северо-восточной части: 1 — постударные осадочные отложения; 2 — ударнорасплавленные породы; 3 — аллогенные брекчии; 4 — породы кристаллического основания.

от дна до уровня современной поверхности. Внутренний кратер заполнен ударнорасплавленными породами, зювитами и аллогенными брекчиями.

Периферическая часть импактной структуры вокруг внутреннего кратера образована мелкой кольцевой депрессией, глубина которой на краю внутреннего кратера составляет около 500 м и постепенно уменьшается до выхода на поверхность у подножья эродированного коренного вала. Строение краев внутреннего кратера и его соотношение с периферической кольцевой депрессией прослеживаются в пределах профиля скважин по погружению дна этой депрессии под толщу ударнорасплавленных пород, заполняющих внутренний кратер (рис. 2). В юго-западной части структуры катаклазированные граниты основания в скв. 9839 на расстоянии 4 км от края внутреннего кратера залегают на глубине 468 м и на его краю, в скв. 9833, — на глубине 518 м. В скв. 50 на расстоянии 0,9 км от скв. 9833 к центру кратера на глубине 573 м вскрыта поверхность зювитов и ударнорасплавленных пород. По этим данным, края внутреннего кратера на 55 м возвышаются над поверхностью залежи ударнорасплавленных пород, а истинное дно структуры в скв. 50 погружается на глубину более 736 м. В северо-восточной части импактной структуры края внутреннего кратера в кристаллических породах в скв. 9832 находятся на глубине 580 м, в скв. 9827 на расстоянии 2 км к центру от нее поверхность зювитов залегают на глубине 590 м.

Залежь ударнорасплавленных пород выполняет внутренний кратер как наиболее глубокую часть импактной структуры и образует кольцообразное тело вокруг центрального поднятия (рис. 2). Внутренний диаметр залежи определяется диаметром центрального поднятия и составляет около 4 км. Поверхность поднятия возвышается над поверхностью залежи ударнорасплавленных пород на высоту около 80—100 м. Внешний диаметр залежи определяется диаметром глубокого внутреннего кратера импактной структуры и составляет 11—12 км. Площадь залежи по поверхности около 90 км².

Основание залежи ударнорасплавленных пород вскрыто скв. 11 475 в наиболее глубокой части Болтышской структуры (рис. 3). Здесь поверхность перекрытых зювитами ударнорасплавленных пород залегают на глубине 581 м. Основание залежи вскрыто на глубине 792 м, полная ее мощность составляет 211 м.

Ниже в интервале глубин 792—915 м в толще аллогенных брекчий в интервале 875—891 м вскрыто локальное дайкообразное (?) тело ударнорасплавленных пород. Аллогенные брекчии залегают на поверхности горной муки, слагающей интервал 915—1065 м. Горная мука представлена несцементированным материалом, состоящим из частиц минералов гранитов песчаной размерности с редкими включениями обломков катаклазированных гранитов. Интервал от 1065 м до забоя на глубине 1148 м слагают слабокатаклазированные

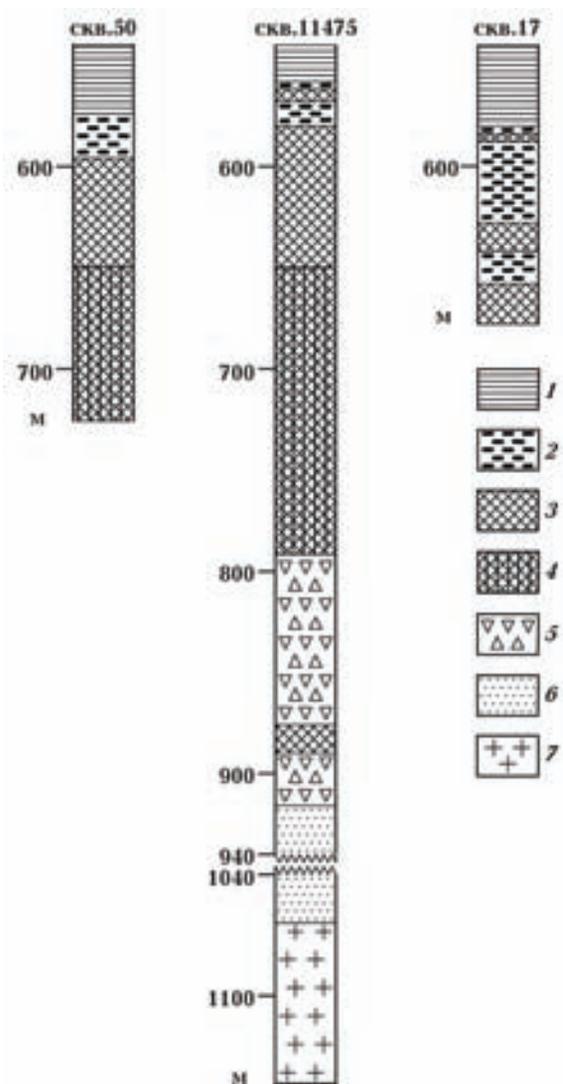


Рис. 3. Схематические разрезы залежи ударнорасплавленных пород и пород основания в скв. 50 (глубина 736 м) и 11 475 (глубина 1148 м) в юго-западной части и скв. 17 (глубина 677,3 м) в восточной части структуры: 1 — послеударные отложения; 2 — возвращенные зювиты; 3 — ударнорасплавленные породы с кристаллической матрицей; 4 — то же с существенно стекловатой матрицей; 5 — аллогенные брекчии; 6 — горная мука; 7 — граниты.

ные порфиробластовые биотитовые граниты, содержащие слабые проявления ударного метаморфизма.

В скв. 50, расположенной на расстоянии 4,9 км от центра структуры, вскрыта краевая юго-западная часть залежи ударнорасплавленных пород. Здесь под покровом зювитов, слагающих интервал 573—595 м, залегает толща ударнорасплавленных пород, прослеживающаяся до забоя скважины на глубине 736 м. По сохранности не претерпевших плавление обломков кварца в эндоконтакте залежи ударнорасплавленных пород (скв. 11 475) мощность зоны закалки в них определена в 20—25 м. По этим данным, сохранность обломков ударнометаморфизованного кварца в скв. 50 в интервале от 725 м до забоя позволяет предполагать залегание основания толщи ударнорасплавленных пород на глубине около 750 м. Таким образом, мощность вскрытого разреза ударнорасплавленных пород в скв. 50 равна 141 м, а полная мощность залежи оценивается в 155—160 м.

Глубина залегания поверхности толщи ударнорасплавленных пород составляет 576—591 м по разрезу четырех скважин в юго-западной части кратера, 562—575 м — в северо-восточной его части, увеличивается до 542 м в скв. 9852 в краевой северной его части. С учетом современного рельефа глубина залегания поверхности залежи близка к горизонтали –420 м и составляет от –410 до –430 м. Близкое к горизонтальному залегание поверхности залежи расплавных импактитов свидетельствует о том, что высокотемпературный подвижный ударный расплав образовал озеро во внутреннем кратере вокруг центрального поднятия, заполнив наиболее глубокую часть импактной структуры [Гуров, Гурова, 1991; Gurov et al., 2003].

Верхняя часть разреза залежи ударнорасплавленных пород в северной, северо-восточной и восточной частях структуры вскрыта скв. 21, 9814, 9821 и другими на мощность 10—40 м от ее поверхности. В скв. 17, пробуренной в 3,8 км к востоку-северо-востоку от центра структуры (рис. 1, 3), под толщей посткратерных осадков в интервале от 580,4 м до забоя на глубине 677 м вскрыта толща сложнопереслаивающихся зювитов и ударнорасплавленных пород. В разрезе преобладают зювиты с высоким содержанием обломков стекла и кристаллических пород основания, причем содержание последних часто достигает 40—50 % объема пород. Обогащенные

обломками пород основания ударнорасплавленные породы слагают интервалы 583—587, 628—641 и 658—677 м. Большая часть включений обломков пород и минералов в них не претерпела плавления и сохраняет следы ударных воздействий, в том числе системы планарных элементов в кварце. По этим данным, скв. 17 не вышла из зоны закалки толщи ударнорасплавленных пород.

В северо-западной части Болтышской структуры верхняя часть залежи ударнорасплавленных пород вскрыта скв. 21. Здесь под толщей кратерных осадков залегает толща зювитов в интервале 533—585 м, в составе которых содержание стекол плавления составляет около 10—20 %, содержание обломков пород и минералов достигает 30—50 %. Ниже до забоя скважины на глубине 599,3 м вскрыты тонкозернистые полнокристаллические микропорфиры ударнорасплавленных пород с высоким содержанием включений обломков минералов и пород основания структуры. Кроме того, на глубине 594 и 588 м в расплавных импактитах наблюдаются многочисленные включения частиц стекла. Обломки минералов представлены кварцем и полевыми шпатами, как претерпевшими плавление, так и сохранившими ударные деформации.

В юго-восточной части структуры в скв. 42 верхняя часть залежи ударнорасплавленных пород вскрыта в интервале 594,7—597,6 м под слоем зювитов. Обогащенные обломками минералов расплавные импактиты состоят из мелких микролитов полевых шпатов в тонкозернистой матрице, не содержащей стекла.

В Болтышской структуре ударнорасплавленные породы, кроме залежи в глубоком внутреннем кратере, образуют отдельные локальные тела в брекчиях и брекчированных породах. Тела расплавных импактитов небольшой мощности установлены в скв. 19 в брекчиях гранитов и гнейсов центрального поднятия. Наиболее мощное тело расплавных импактитов залегает на поверхности поднятия в интервале 497—501 м непосредственно под толщей посткратерных осадков. Ниже по разрезу скв. 19 маломощные тела расплавных импактитов залегают в глыбовых брекчиях в интервалах 514—517, 520—522 и 531—532 м.

Локальное тело ударнорасплавленных пород вскрыто скв. 11 475 в толще аллогенных брекчий в интервале 875—891 м на 83 м ниже основания их залежи (рис. 3). Предположительно, здесь расплавные импактиты образуют секущее дайкообразное тело неправильной

формы в глыбовой брекчии. Породы представлены тонкозернистыми полнокристаллическими микропорфировыми разностями, аналогичными породам эндоконтактных зон залежи.

На поверхности залежи ударнорасплавленных пород под толщей кратерных осадков залегает прерывистый покров возвращенных зювитов мощностью до первых десятков метров. В западно-юго-западной части структуры в скв. 50 зювиты слагают интервал от 573 до 595 м, в скв. 42 — от 581,7 до 594,7, в скв. 11 475 — от 557 до 581, в скв. 21 к северо-западу от центра структуры — от 533 до 570 м. Отсутствие покрова зювитов на поверхности ударнорасплавленных пород установлено в некоторых скважинах (9817, 9824 и др.) в северо-западной и северо-восточной частях структуры. Неравномерное распределение зювитов по поверхности залежи ударнорасплавленных пород определяется особенностями процесса их отложения при обратном падении в кратер выброшенного по субвертикальным траекториям материала. Предполагается, что зювиты образовывали "плавающие острова" на поверхности ударнорасплавленных пород, так как плотность зювитов составляет $2,35 \pm 0,07$ г/см³ по сравнению с плотностью ударнорасплавленных пород кратера, равной $2,50 \pm 0,10$ г/см³.

На поверхности толщи ударнорасплавленных пород и зювитов залегают посткратерные отложения — различные типы осадков кратерного озера. Болтышский кратер непосредственно после образования представлял собой округлый в плане сухой бассейн глубиной в центральной части около 500 м, окруженный приподнятым валом. Накопление осадков и заполнение атмосферными водами началось в наиболее глубокой части кратера вокруг центрального поднятия на горячей поверхности ударнорасплавленных пород и возвращенных зювитов, что стало возможным после ее охлаждения ниже 100 °С [Gurov et al., 2006]. В основании осадочной толщи залегают алевроито-глинистые слабосцементированные породы (скв. 21, 42, 11 475 и др.) или песчаники с карбонатным цементом (скв. 17, 50). В породах наблюдаются маломощные прослои осадочных брекчий. Взаимодействие вод формирующегося озерного бассейна с подстилающими нагретыми породами дна привело к интенсивному изменению последних, выраженному в хлоритизации, раскристаллизации стекол и выщелачивании из импактитов некоторых компонентов. Этот процесс со-

провождался отложением в кратерном озере прослоев песчаников с карбонатным цементом, а также осаждением маломощных прослоев карбонатных пород с высоким содержанием фосфора [Gurov et al., 2006].

Общая мощность заполняющих кратер осадков в наиболее глубокой его части достигает 570 м. Отложения представлены комплексом песчано-глинистых пород, возраст которых охватывает отрезок времени от начала палеогена до настоящего времени. Важной особенностью состава заполняющей кратер осадочной толщи является содержание в ее разрезе многочисленных пластов горючих сланцев. Например, в скв. 42 толща осадочных пород, содержащих слои горючих сланцев мощностью до 8 м, залегает в интервале глубин от 264 до 344 м. Горючие сланцы в Болтышской импактной структуре образуют промышленное месторождение с разведанными запасами более 3 млрд т [Басс и др., 1967; Grieve, Masaitis, 1994].

Петрография и минералогия ударнорасплавленных пород. Основные особенности минералогии и состава ударнорасплавленных пород Болтышской структуры главным образом изучены по керну скв. 11 475 и 50, а также 17, 21 и 42, вскрывших верхнюю эндоконтактовую часть залежи. Ранее особенности минералогии ударнорасплавленных пород структуры были описаны в работах [Гуров, Гурова, 1991; Grieve et al., 1987; Вальтер, Рябенко, 1977; Геология ..., 1980; Гуров, Гожик, 2006]. В настоящей статье приводятся данные, базирующиеся на материалах электронно-микроскопических исследований последних лет, проведенных в Институте геологических наук НАН Украины.

Расплавные импактиты в Болтышской структуре представлены микропорфировыми породами с микролитами полевых шпатов и пироксена в стекловатой или тонкокристаллической матрице. Наиболее важные различия в структуре и минеральном составе пород по разрезу их залежи выделяются по степени изменения матрицы от чистого изотропного стекла (рис. 4, а) до в различной степени девитрифицированного стекла (рис. 4, б) и вплоть до ее полнокристаллических разностей (рис. 4, в). Образцы пород с матрицей из свежего или частично девитрифицированного стекла имеют черный или темно-серый цвет и характеризуются стеклянным или смоляным блеском на свежих сколах. Эти породы образуют преобладающую по мощности нижнюю часть разреза залежи в интервале от нижнего контакта с подстилающими брекчиями до глу-

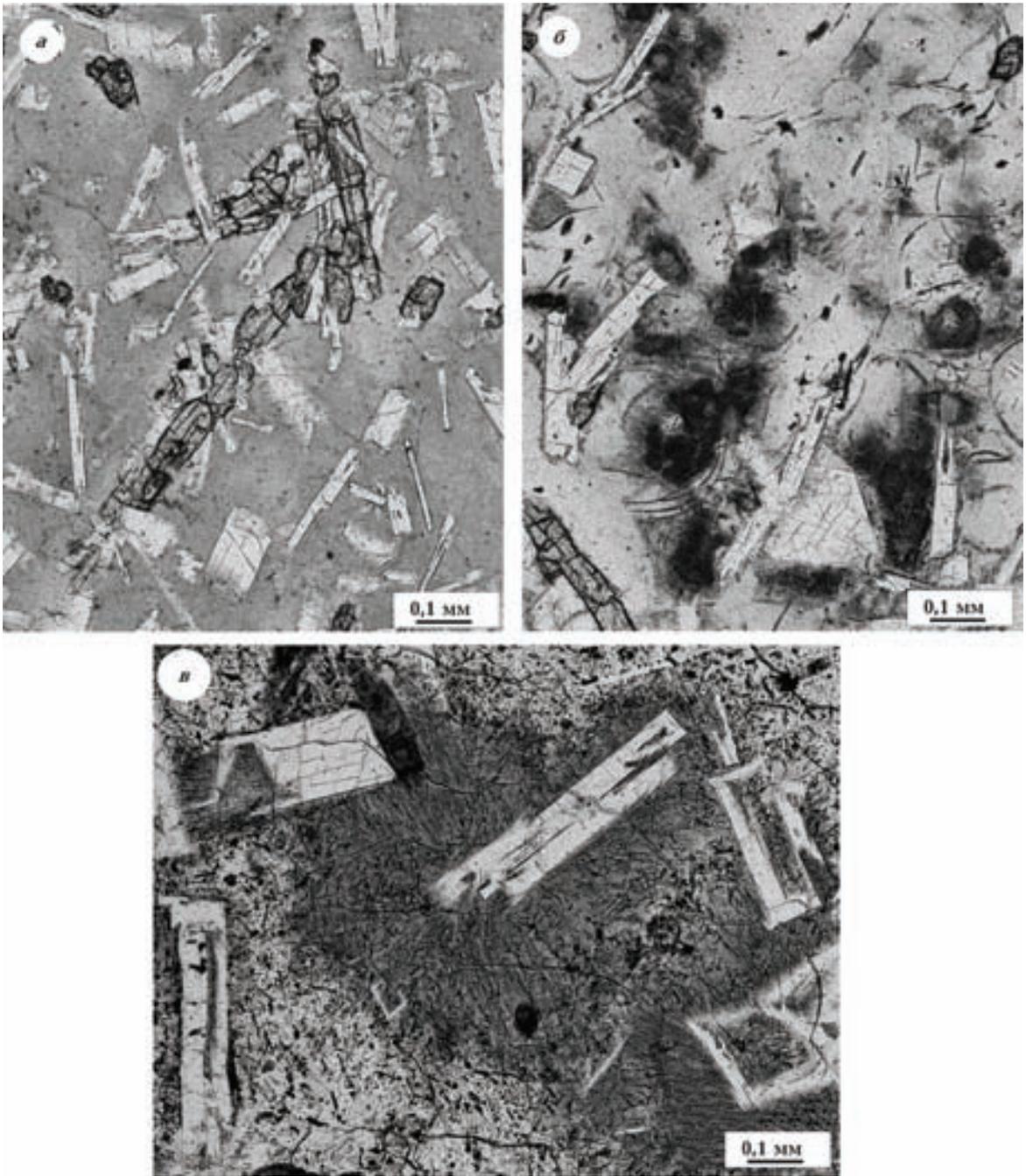


Рис. 4. Типы структур матрицы ударнорасплавленных пород Болтышского кратера (без анализатора): *а* — матрица из свежего полностью изотропного стекла с микролитами плагиоклаза и пироксена (шлиф 778); *б* — частично девитрифицированная матрица с микролитами плагиоклаза и пироксена; в свежем стекле наблюдаются пятна и участки коричневого анизотропного стекла, обладающего слабым пятнистым двуупределением (шлиф 761); *в* — девитрифицированная матрица, не содержащая стекла, с микролитами плагиоклаза; наблюдаются два типа раскристаллизации матрицы в виде сферолитов радиально-лучистого строения и разделяющей их связующей тонкозернистой массы кварц-полевошпатового состава (шлиф 723).

бины 645 м в скв. 11 475 и от забоя до 657 м в скв. 50. Верхнюю часть разреза залежи до их контакта с зювитами и посткратерными отложениями образуют тонкокристаллические по-

роды, не содержащие в матрице свежего стекла. Они имеют темно-серый или серый с коричневым оттенком цвет и неровный скол, на котором проявляется их тонкозернистое стро-

ение. Важная особенность пород с полнокристаллической матрицей — полное замещение в них микролитов пироксена хлоритом. Кроме того, в составе тонкозернистой матрицы этих пород появляется кварц, выделения которого отсутствуют в составе пород со стекловатой матрицей. Полнокристаллические породы образуют также маломощную зону нижнего эндоконтакта залежи в скв. 11 475 в интервале 781—792 м.

Ударнорасплавленные породы со свежей стекловатой матрицей. Эти породы в скв. 11 475 слагают интервалы 781—762 и 706—705 м, в скв. 50 — интервал 673—657 м. В шлифах породы имеют микропорфировую структуру с микролитами полевого шпата и пироксена в стекловатой матрице (рис. 4, а). Постоянно отмечаются включения обломков измененного кварца и полевых шпатов, которые особенно обильны в интервале 772—773 м, где их содержание достигает 40 %.

Матрица пород представлена однородным свежим стеклом, объемная доля которого составляет от 70 до 80 %. В шлифах матрица наблюдается в виде однородного светло-коричневого изотропного прозрачного стекла, часто имеющего перлитовую отдельность. Стекло рентгеноаморфное. При электронно-микроскопическом изучении стекло не обнаруживает признаков раскристаллизации и имеет раковитый излом. На контакте с микролитами плагиоклаза в стекле наблюдаются контракционные трещины растяжения.

Полевой шпат представлен идиоморфными таблитчатыми и призматическими микролитами длиной 0,3—0,7 мм, содержание которых составляет от 10 до 18 % объема породы. Часто наблюдаются коробчатые микролиты, в которых их внутренние части заполнены светло-коричневым стеклом, аналогичным стеклу матрицы, а также микролиты со структурами ласточкина хвоста ("swallow-tail textures"), впервые описанными в ударнорасплавленных породах кратера Лаппаярви в Швеции [Lehtinen, 1976]. Согласно представлениям М. Lehtinen, наличие скелетных форм микролитов в виде коробчатых выделений свидетельствует об их кристаллизации в вязких расплавах. Часто отмечаются простые двойники. Полевой шпат свежий и не содержит признаков вторичного изменения. Минерал зональный, в нем наблюдается четко выраженная внешняя зона с более низким показателем преломления (рис. 5, а). Центральные зоны микролитов представлены андезин-лаб-

радором, состав которого изменяется в пределах от $Ab_{46}An_{47}Or_7$ до $Ab_{54}An_{41}Or_5$ (табл. 1). Состав внешней зоны микролитов резко отличается от состава внутренних зон и соответствует составу санидина $Or_{56}Ab_{38}An_4Cn_2$ — $Or_{67}Ab_{27}An_4Cn_2$. В составе полевого шпата внешней зоны наблюдается примесь молекулы бариевого полевого шпата — цельзиана, о чем свидетельствует содержание BaO до 1,0 %. Характер изменения состава по разрезу зонального микролита показан на рис. 5, а. Кроме микролитов в матрице, новообразования плагиоклаза развиты на поверхности обломков полевых шпатов в виде прерывистых зон или отдельных микролитов (рис. 5, б).

Пироксен в породах со стекловатой матрицей представлен микролитами от короткодо длиннопризматического габитуса длиной от 0,4 до 1,5 мм и толщиной от 0,04 до 0,07 мм. Содержание микролитов пироксена составляет от 5 до 9 % объема породы.

Редкие крупные микролиты пироксена длиной до 1,5 мм имеют зональное строение (рис. 5, в). Их центральные зоны соответствуют магнезиальному гиперстену или бронзиту-гиперстену состава $En_{70}Fs_{30}$. К краям микролитов железистость возрастает, состав соответствует гиперстену $En_{55}Fs_{45}$ (табл. 2). В указанных породах преобладают микролиты пироксена призматического габитуса длиной до 0,4—0,6 мм, незональные или слабозональные, состав постоянный, близок к составу внешних зон крупных микролитов и соответствует гиперстену $En_{54}Fs_{46}$ — $En_{51}Fs_{49}$ (табл. 2).

Кроме микролитов в матрице, пироксен образует короны призматических микролитов на поверхности включений обломков кварца, где их длина достигает 0,2—0,3 мм (рис. 5, г). Эти выделения пироксена по составу близки к мелким микролитам пироксена (рис. 5, д).

Изучены акцессорные и рудные минералы в составе ударнорасплавленных пород Болтышской структуры.

Наиболее широко распространены в расплавных импактитах пластинчатые выделения ильменита. Их толщина составляет 1—3 мкм, диаметр — $10 \div 50$ мкм (рис. 5, д). Реже наблюдаются выделения ильменита неправильной формы размером около 10 мкм. Состав пластинчатого выделения ильменита характеризуется примесью 8,9 % кремнезема, а также алюминия и магния.

Сульфиды в составе ударнорасплавленных пород со стекловатой матрицей представлены пиротином и медьсодержащим сульфидом. Пи-

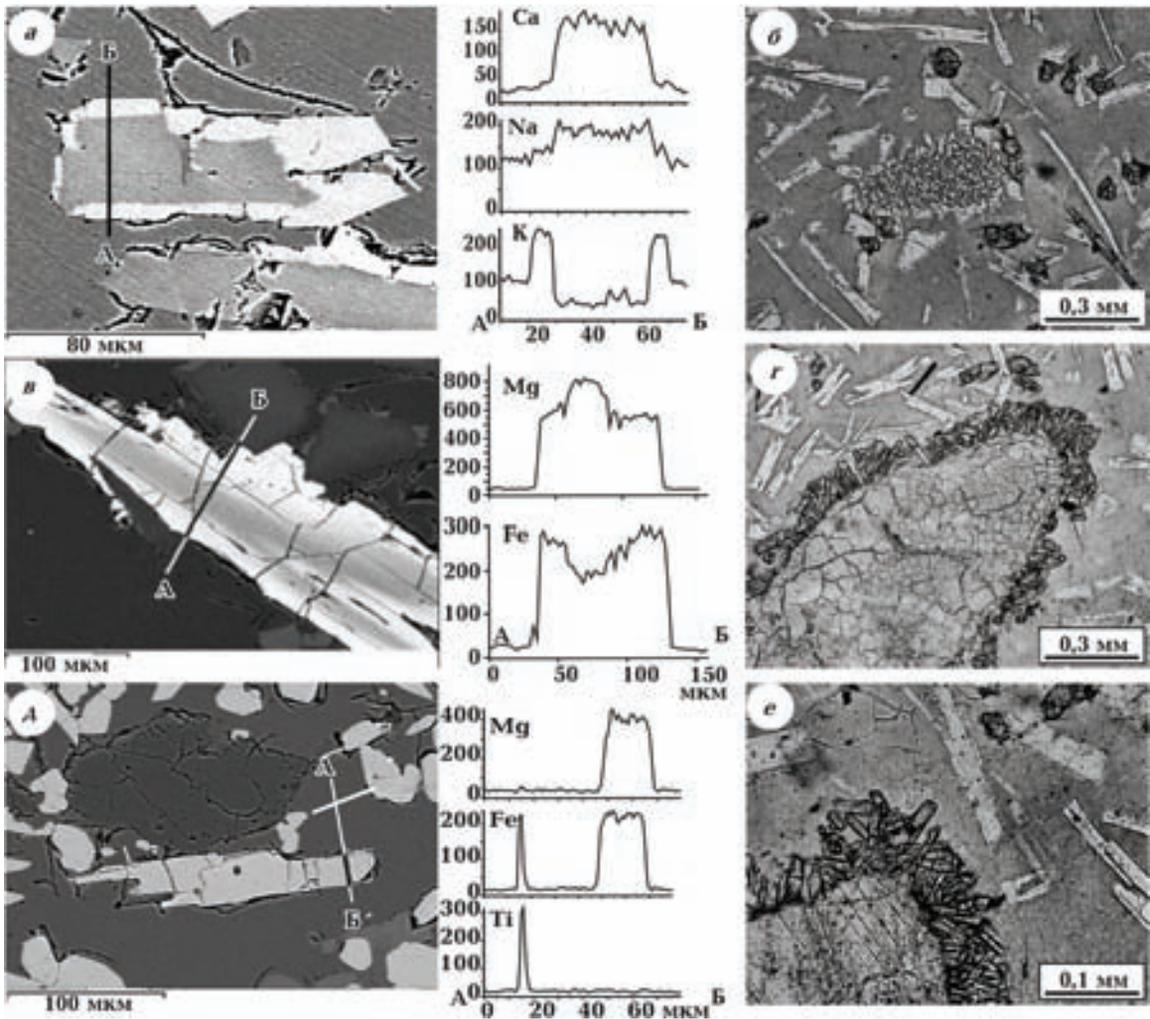


Рис. 5. Микролиты и включения минералов в ударнорасплавленной породе со стекловатой матрицей (образец и шлифы из инт. 778 м скв. 11 475): *а* — зональный микролит полевого шпата с ядром андезина-лабрадора и каймой санидина (СЭМ-микрофото, режим отраженных электронов); на графиках показано распределение кальция, натрия и калия по линии А—Б, что иллюстрирует зональность состава микролита и высокое содержание ортоклазового компонента во внешней зоне (СЭМ—ЭДА); *б* — включение обломка полевого шпата с микромозаичной структурой, окруженное каймой новообразованного полевого шпата; в стекловатой матрице таблитчатые микролиты плагиоклаза и короткопризматические выделения пироксена (микрофото, оптический микроскоп, без анализатора); *в* — микролит слабозонального пироксена в стекловатой матрице; профиль распределения магния и железа по линии А—Б показывает изменение состава и повышение железистости минерала к краевым зонам; *г* — включение обломка кварца с микромозаичным строением и грубыми шариковыми (ballen) структурами, окруженное короной микролитов пироксена (микрофото, оптический микроскоп, без анализатора); *д* — микролит пироксена и пластинчатое выделение ильменита; на графиках вдоль линии А—Б, пересекающей пластину ильменита и слабозональный микролит пироксена, показано распределение магния, железа и титана (СЭМ—ЭДС); *е* — обломок зерна кварца с системами планарных элементов, окруженный короной микролитов пироксена; в стекловатой матрице — микролиты плагиоклаза и пироксена (микрофото, оптический микроскоп, без анализатора).

ротин образует сферические зерна в стекле диаметром 3—10 мкм. Кроме основных компонентов он содержит 0,71 % кремнезема.

Сульфид с высоким содержанием меди представлен округлыми зернами размером 1,0—

1,6 мкм, заключенными в стекловатой матрице. От состава халькопирита минерал отличается низким содержанием серы. Анализы трех отдельных выделений минерала с близкими содержаниями главных компонентов

**Т а б л и ц а 1. Состав полевых шпатов ударнорасплавленных пород
Болтышской структуры, %**

Оксид, параметр	скв. 778		скв. 761			скв. 603			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	58,04	66,30	56,08	60,44	68,71	55,88	61,17	66,18	66,59
TiO ₂	—	0,08	—	—	—	—	—	—	0,03
Al ₂ O ₃	26,48	19,10	27,92	24,74	17,25	27,74	24,47	18,66	18,25
FeO*	0,12	—	—	0,12	—	0,42	—	—	0,09
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	8,96	0,30	10,56	7,24	0,21	10,20	6,59	0,78	0,42
BaO	—	0,40	—	—	1,23	—	—	1,06	0,60
Na ₂ O	5,37	4,10	4,86	6,10	3,93	5,39	7,07	5,59	4,63
K ₂ O	1,02	9,72	0,58	1,36	8,67	0,37	0,70	7,73	9,39
Аб	49	39	44	55	40	48	63	49	41
Ан	45	1	53	37	1	50	33	4	2
Ор	6	59	3	8	57	2	4	45	56
Цн	—	1	—	—	2	—	—	2	1
Количество анализов	5	5	5	4	2	7	2	2	4

Примечания: скв. 778 — ударнорасплавленные породы со стекловатой матрицей: 1 — андезин-лабрадор центральных зон микролитов; 2 — санидин внешних зон микролитов; скв. 761 — ударнорасплавленные породы с частично девитрифицированной стекловатой матрицей: 3 — лабрадор центральных зон микролитов; 4 — андезин внешних зон микролитов; 5 — санидин второй генерации микролитов; скв. 603 — криптокристаллические ударнорасплавленные породы: 6 — андезин-лабрадор центральных зон микролитов; 7 — андезин внешних зон микролитов; 8 — санидин структур нарастаний на полевошпатовых микролитах со структурами ласточкина хвоста; 9 — санидин второй генерации микролитов полевых шпатов. Здесь и в табл. 2 звездочкой обозначено, что приведено общее содержание железа.

позволяют предварительно рассматривать его как самостоятельную минеральную фазу, требующую дальнейшего изучения.

Проанализированы 2 зерна монацита, образовавшие выделения в стекле размером 2 × 12 и 2 × 10 мкм. Содержание Ce₂O₃ составляет соответственно 23,31 и 27,7 %; La₂O₃ — 12,59 и 14,48; Nd₂O₃ — 7,49 и 9,14; P₂O₅ — 22,84 и 28,80 %. В одном образце установлено содержание ThO₂ — 2,88 %, в другом — 2,13 %.

Включения обломков минералов представлены кварцем и полевыми шпатами. Обычно кварц превращен в микромозаичные агрегаты и имеет грубую шариковую структуру (рис. 5, г). Вместе с тем в интервале 781—772 м на расстоянии до 20 м от подошвы залежи часть

обломочных зерен ударнометаморфизованного кварца не перекристаллизована и содержит 1—3 системы планарных элементов (рис. 5, е). Обломочные зерна кварца, как правило, окружены коронами, состоящими из микролитов пироксена.

Обломки полевых шпатов наблюдаются в виде включений микромозаичного материала, часто с закономерной ориентировкой индивидов мозаики в виде "шахматных структур" ("checkerboard structures", по [Lehtinen, 1976]), в которых иногда сохраняются реликты полисинтетических двойников. Часть полевошпатовых включений обрастает каймами новообразованного плагиоклаза (см. рис. 5, б). На поверхности полевошпатовых зерен иног-

Т а б л и ц а 2 . Состав микролитов пироксенов и хлорита в ударнорасплавленных породах Болтышской структуры, %

Компонент	скв. 778			скв. 761			скв. 603
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,46	52,90	53,30	54,64	52,98	49,95	40,59
TiO ₂	—	—	0,15	—	0,25	0,23	—
Al ₂ O ₃	2,23	1,56	1,37	2,14	1,49	6,37	5,86
FeO*	18,06	26,76	27,09	19,13	26,99	32,42	17,85
MnO	—	0,53	0,22	—	0,15	0,59	—
MgO	24,35	17,78	17,40	23,44	17,68	9,27	11,97
Cr ₂ O ₃	0,21	—	0,22	—	—	—	—
CaO	0,69	0,47	0,47	0,64	0,46	0,48	3,58
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,31	0,13
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,38	0,19
En	71	54	53	68	54	34	
Фс	29	46	47	32	46	66	
Количество анализов	2	2	7	4	4	6	3

Примечания: скв. 778 — ударнорасплавленные породы с стекловатой матрицей: 1 — центральные зоны микролитов; 2 — внешние зоны микролитов; 3 — поздний незональный микролит; скв. 761 — ударнорасплавленные породы с частично девитрифицированной стекловатой матрицей: 4 — центральные зоны микролитов; 5 — внешние зоны микролитов; 6 — скелетные микролиты второй генерации; 7 — хлорит, замещающий микролиты пироксена.

да наблюдается нарастание тонкопризматических микролитов плагиоклаза.

Ударнорасплавленные породы с девитрифицированной матрицей. Большую часть разреза залежи ударнорасплавленных пород составляют их разности с матрицей из частично девитрифицированного стекла. Эти породы слагают интервал от 762 до 645 м в скв. 11 475 и 736—673 м — в скв. 50; цвет черный, блеск слабый стеклянный на свежих сколах. Степень девитрификации стекла изменяется от сохранения свежего стекла с редкими пятнами девитрификации до разностей, в которых свежее стекло сохраняется в локальных участках между сферолитами. Относительное содержание микролитов колеблется от 15 до 25 %, они представлены плагиоклазом и пироксеном. Повсеместно распространены редкие включения обломков кварца и полевых шпатов, содержание которых обычно не превышает первых процентов.

Ударнорасплавленные породы со слабо девитрифицированной матрицей в разрезе скв. 11 475 распространены в интервале 762—751 м на контакте с породами со свежей стекловатой матрицей, а также в виде локальных зон на глубине 699—698 м, и скв. 50 в интервале 657—665 м и др.

В шлифах этих пород в свежем прозрачном стекле наблюдаются непрозрачные участки, интенсивно окрашенные в коричневый цвет (см. рис. 4, б). Участки девитрификации или распространены непосредственно в стекловатой матрице, или располагаются на поверхности микролитов. Они имеют изометрическую форму, размеры от 0,05 до 0,30 мм, содержание в стекле от 10 до 30 % объема матрицы. Контакты со свежим стеклом нечеткие. При электронно-микроскопическом изучении девитрифицированных участков стекла наблюдаются выделения полевого шпата в виде дендритовидных образований непра-

вильной формы (рис. 6, а). Новообразования на поверхности скелетных микролитов полевых шпатов частично наследуют их ориентировку, в том числе ориентировку структур ласточкина хвоста (рис. 6, б). Состав пластинчатых выделений отвечает санидину с высоким содержанием альбитовой составляющей и не содержит примеси анортитовой молекулы: $\text{Or}_{64}\text{Ab}_{36}$ — $\text{Or}_{70}\text{Ab}_{30}$. За пределами участков девитрификации в объеме матрицы преобладает свежее прозрачное стекло.

Породы с интенсивно девитрифицированной стекловатой матрицей наиболее широко распространены в составе залежи ударнорасплавленных пород Болтышской структуры, в том числе в разрезе скв. 11 475 преобладают в интервалах 762—712 и 701—645 м.

В этих породах микролиты плагиоклаза и пироксена заключены в матрице, состоящей из сферолитовых и сноповидных агрегатов, в пространстве между которыми сохраняются участки свежего прозрачного стекла. Сферолиты нарастают на поверхности микролитов полевого шпата или образуются в свободном пространстве между ними. На границе свежего стекла и сферолитов в некоторых разностях пород наблюдаются волосовидные трихиты пироксена (рис. 6, в). Размеры сферолитов колеблются в широких пределах — от 0,1 до 1,0 мм. Вещество сферолитов слабо индивидуализировано, и отдельные минералы не различимы. Сферолиты обладают слабым двупреломлением и секториальным погасанием (рис. 6, г). Дифрактограммы слагающего сферолиты вещества, очищенного от включений обломков минералов и микролитов, характеризуются диффузионными отражениями полевых шпатов и не содержат отражений кварца.

Для пород с интенсивно раскристаллизованной матрицей и реликтами стекла характерно образование агрегатов параллельно или субпараллельно ориентированных тонкопластинчатых кристаллитов полевого шпата, строение которых несколько напоминает колосниковые структуры хондр метеоритов (рис. 6, д). Небольшие количества свежего стекла сохраняются только в пространстве между полевошпатовыми агрегатами.

Во всех описанных разновидностях ударнорасплавленных пород с частично девитрифицированной стекловатой матрицей микролиты представлены, как указано выше, плагиоклазом и пироксеном. Последний образует две генерации, четко различающиеся формой выделений, размером и составом. Поле-

вые шпаты также представлены двумя генерациями, поздняя в виде микролитов микронной размерности имеет подчиненное распространение.

Плагиоклаз представлен микролитами таблитчатой, толстотаблитчатой, реже удлинено-призматической формы длиной 0,3—0,7 мм и толщиной 0,05—0,2 мм. Часто наблюдаются скелетные коробчатые микролиты с включениями стекла в их центральной части, а также микролиты со структурами ласточкина хвоста (рис. 7, а, б). Микролиты слабо зональны. Их центральная часть представлена лабрадором и андезином-лабрадором состава от $\text{Ab}_{42}\text{An}_{55}\text{Or}_3$ до $\text{Ab}_{49}\text{An}_{48}\text{Or}_3$. По направлению к поверхности микролитов постепенно повышается содержание альбитовой составляющей, состав их краевых частей соответствует андезину от $\text{Ab}_{54}\text{An}_{44}\text{Or}_2$ до $\text{Ab}_{58}\text{An}_{32}\text{Or}_{10}$ (см. табл. 1). Кроме распространения в матрице, микролиты плагиоклаза нарастают на поверхности включений обломков полевых шпатов с шахматными и мозаичными структурами.

Поздняя генерация полевых шпатов представлена скелетными образованиями в виде тонкопластинчатых выделений длиной 0,03—0,07 мм (рис. 7, в). Наряду с кристаллитами в матрице к этой генерации относятся полевые шпаты, образующие структуры нарастания типа ласточкина хвоста на поверхности микролитов плагиоклаза (рис. 7, б). Состав этой фазы резко отличается от состава микролитов плагиоклаза и соответствует санидину с высоким содержанием альбитового компонента (см. табл. 1). Особенностью состава полевых шпатов этой фазы является наличие в них бария, молекулярная доля которого соответствует примеси до 3 % цельзиана.

Пироксен в составе пород с девитрифицированной стекловатой матрицей представлен двумя генерациями. Ранняя наблюдается в виде идиоморфных микролитов от коротко- до длиннопризматического габитуса длиной до 1 мм при преобладании микролитов длиной 0,3—0,5 мм и толщиной от 0,04 до 0,1 мм. Микролиты пироксена образуют сложные сростания с микролитами плагиоклаза, в редких случаях обрастают выделения полевого шпата (рис. 7, а, г). Пироксен слабо окрашен в оливково-зеленый цвет и обладает слабым плеохроизмом. Микролиты пироксена слабо зональны. Их внутренние зоны представлены бронзитом-гиперстеном с низким содержанием ферросилитовой составляющей и соответствуют составу $\text{En}_{71}\text{Fs}_{29}$ — $\text{En}_{66}\text{Fs}_{34}$. По направлению

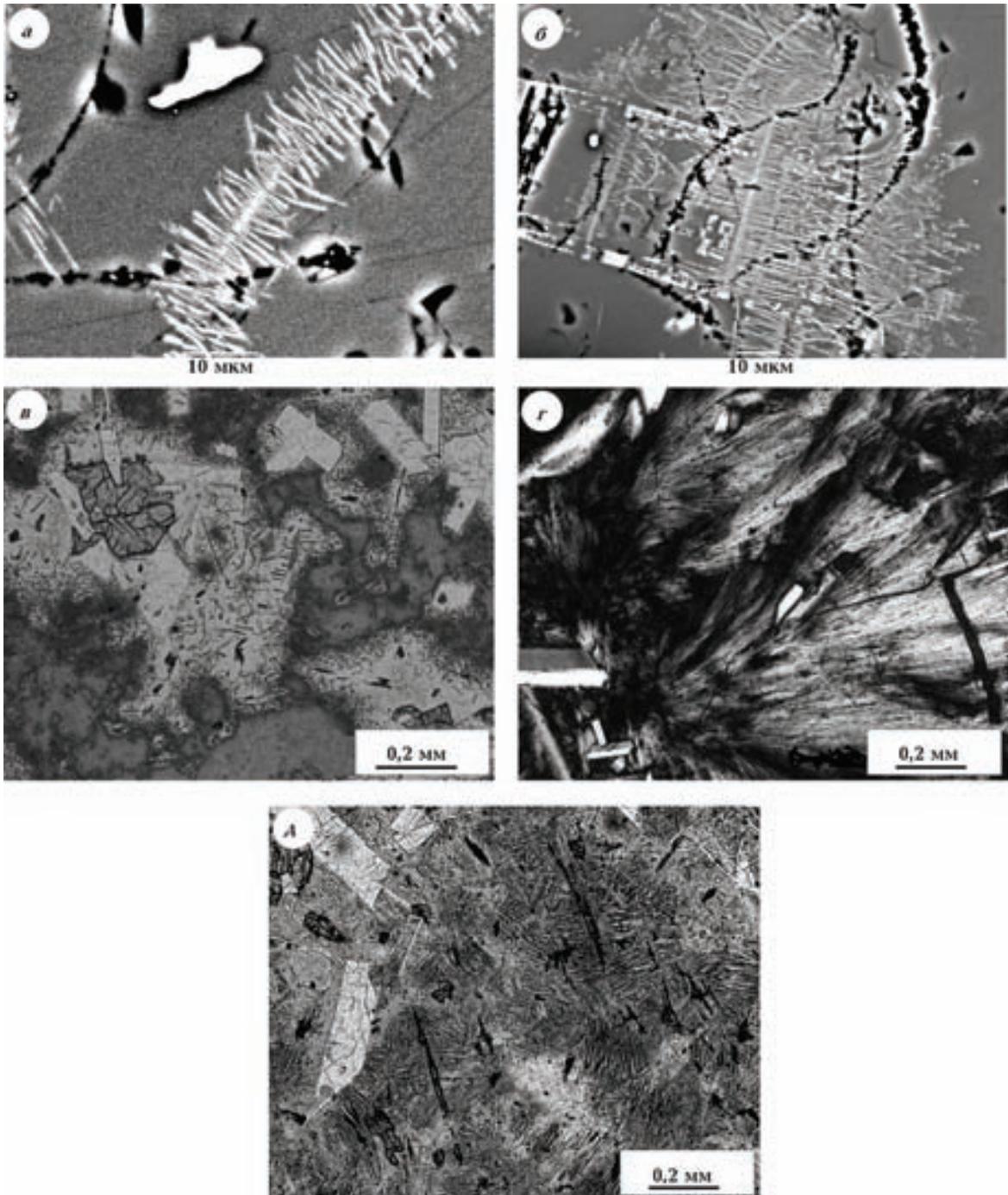


Рис. 6. Структуры девитрификации матрицы ударнорасплавленных пород: *а* — агрегат пластинчатых выделений полевого шпата в стекле (скв. 11 475, инт. 761 м; СЭМ-микрофото, режим отраженных электронов); *б* — участок девитрификации стекла; сложная система прямолинейных и изгибающихся выделений полевого шпата наследует ориентировку коробчатого микролита санидина (скв. 11 475, инт. 761 м; СЭМ-микрофото, режим отраженных электронов); *в* — микролиты плагиоклаза и пироксена в частично девитрифицированной матрице; светлые участки матрицы — свежее изотропное стекло, темные пятна — участки ее девитрификации; в краевых частях участков свежего стекла видны волосовидные трихиты пироксена (скв. 11 475, инт. 749 м, без анализатора); *г* — радиально-лучистое строение сферолита девитрифицированной матрицы (скв. 11 475, инт. 749 м, с анализатором); *д* — интенсивно раскристаллизованная матрица с микролитами плагиоклаза и пироксена (слева) и игольчатыми микролитами феррогиперстена; светлое пятно в нижней части — свежее стекло (скв. 11 475, инт. 729 м, без анализатора).

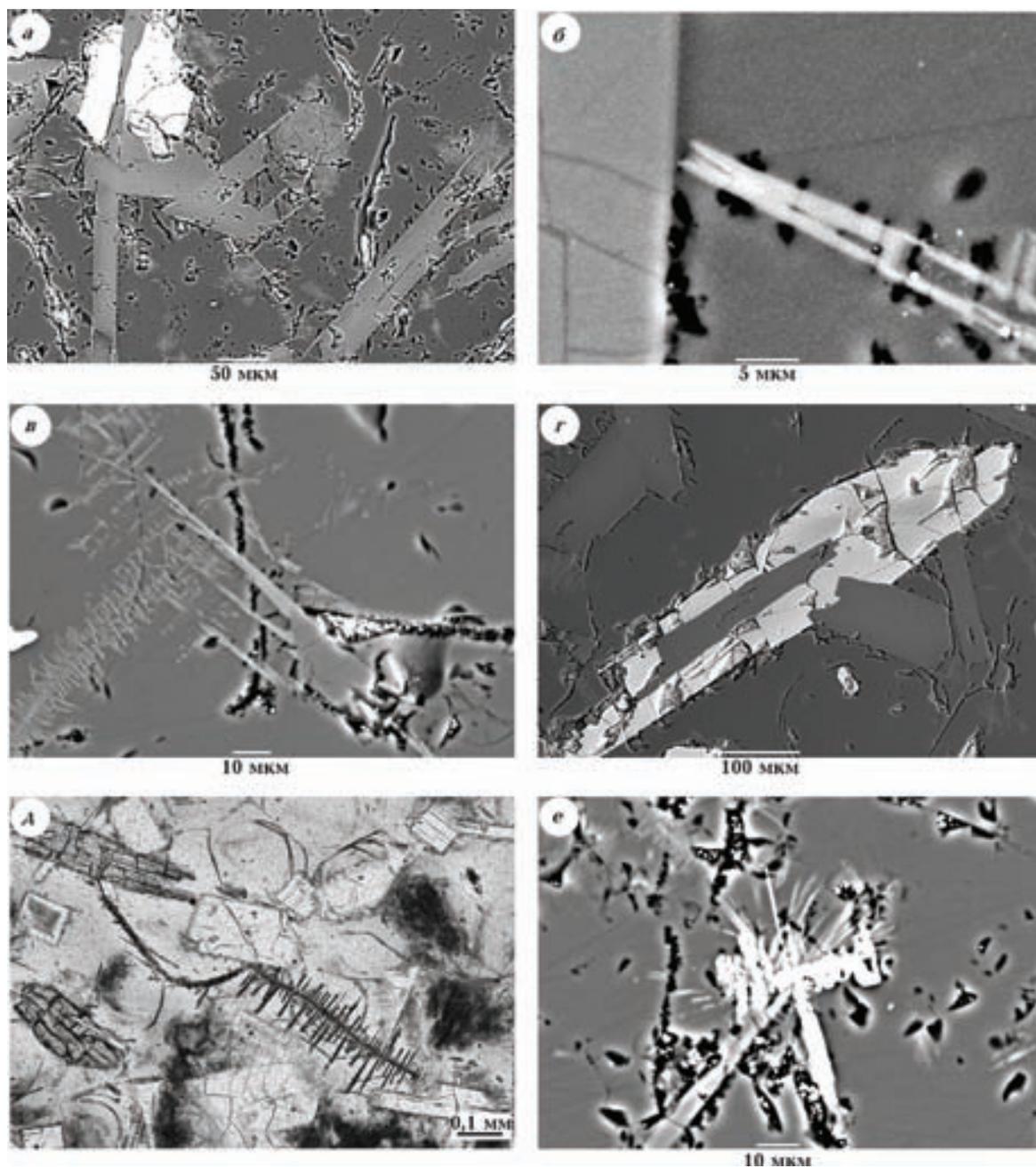


Рис. 7. Микролиты и скелетные формы выделений минеральных фаз в ударнорасплавленных породах со слабо девитрифицированной матрицей (скв. 11 475, инт. 761 м). СЭМ-микрофото, режим отраженных электронов (а—г, е), микрофото (д): а — таблитчатые и коробчатые микролиты плагиоклаза; слева сверху микролиты пироксена (светлое); б — скелетное выделение барийсодержащего санидина в стекле в виде сросшихся под острым углом пластин; в — нарастание санидина в форме ласточкина хвоста на микролите плагиоклаза; слева — девитрификация матрицы в виде сетчатых выделений в стекле; г — коробчатый микролит гиперстена, обрастающего микролит плагиоклаза; д — скелетное выделение феррогиперстена в стекле с пятнами девитрификации и перлитовыми трещинами; микролиты представлены толстотаблитчатыми и коробчатыми зернами плагиоклаза и призматическими выделениями гиперстена (без анализатора); е — крестообразное скелетное выделение феррогиперстена в стекле; начальная стадия девитрификации стекла в виде радиально расходящихся с поверхности пироксена светлых лучей.

к поверхности микролитов в них плавно увеличивается относительное содержание железа, и состав краевых зон соответствует составу гиперстена $\text{Эн}_{47}\text{Фс}_{53}$ — $\text{Эн}_{55}\text{Фс}_{45}$ (см. табл. 2). К ранней генерации относятся также микролиты пироксена длиной 0,07—0,15 мм, образующие короны на поверхности обломков кварца. Их состав близко соответствует составу краевых зон микролитов.

Пироксен поздней генерации представлен скелетными кристаллитами в виде длиннопризматических, игольчатых и копьевидных образований. Широко распространены сложные крестообразные выделения, состоящие из центрального стержня длиной до 1 мм и множества поперечных параллельных или субпараллельных составляющих толщиной 5—15 мкм (рис. 7, д, е). В некоторых случаях поздние выделения пироксена нарастают на поверхности микролитов пироксена ранней генерации. По составу минерал характеризуется более высокой железистостью, чем пироксен ранней генерации, и представлен феррогиперстеном $\text{Эн}_{31}\text{Фс}_{69}$ — $\text{Эн}_{36}\text{Фс}_{64}$. Кроме того, в составе позднего пироксена установлено повышенное содержание Al_2O_3 , составляющее от 4,0 до 7,0 % (табл. 2). Таким образом, в составе пироксена обеих генераций наблюдается разрыв в содержании ферросилитовой составляющей от 45—53 % во внешних зонах микролитов ранней генерации до 64—69 % в составе скелетных микролитов поздней генерации. Повышение железистости поздних скелетных кристаллитов пироксена фиксирует понижение температуры расплава в процессе его остывания [Дир и др., 1965].

Включения в ударнорасплавленных породах с частично девитрифицированной стекловатой матрицей представлены обломками кварца и полевого шпата. Кварц полностью перекристаллизован в микромозаичные агрегаты с грубыми шариковыми структурами. На поверхности включений наблюдаются короны из микролитов пироксена.

Полевошпатовые включения имеют микромозаичные и шахматные структуры. В некоторых случаях отмечается частичное проплавление полевошпатовых включений с сохранением их одинаково ориентированных реликтовых выделений призматического габитуса, разделенных стекловатой матрицей.

Установлена последовательность кристаллизации и затвердевания расплава при образовании пород со стекловатой и девитрифицированной матрицей: микролиты первой ге-

нерации, представленные гиперстеном и плагиоклазом, → микролиты второй генерации, представленные феррогиперстеном и санидином с высоким содержанием альбитовой составляющей, → скелетные выделения санидина в матрице → стекловатая матрица. Состав и форма микролитов, а также застывание остаточного расплава в виде стекла свидетельствуют о сухом характере ударного расплава.

Ударнорасплавленные породы с криптокристаллической матрицей. Верхний горизонт толщи ударнорасплавленных пород представлен полнокристаллическими микропорфировыми породами, не содержащими стекла в матрице. На полную мощность эти породы вскрыты скв. 11 475 в интервале 645—581 м и скв. 50 в интервале 657—595 м. Кроме того, верхняя часть разреза этих пород вскрыта скв. 21 (интервал 599,3—579,5 м), 42 (интервал 597,6—594,3 м) и др. Макроскопически породы имеют серую или темно-серую окраску и содержат многочисленные включения обломков пород и минералов. Размер наиболее крупных обломков пород достигает 1 м. В импактитах распространены многочисленные пустоты округлой формы размерами от долей миллиметра до 8—10 мм, на внутренней поверхности которых нарастают тонкие корочки хлорита.

Породы с криптокристаллической матрицей в шлифах обнаруживают микропорфировые структуры с микролитами плагиоклаза и хлорита в тонкозернистой матрице (см. рис. 4, в; 8, а), причем форма выделений агрегатов хлорита свидетельствует о том, что он является продуктом полного замещения микролитов пироксена. Другая особенность состава пород — появление в тонкозернистой матрице кварца.

Полевой шпат представлен таблитчатыми и призматическими микролитами длиной 0,4—0,6 мм. Часто наблюдаются скелетные коробчатые выделения и микролиты со структурами ласточкина хвоста (рис. 8, б). Микролиты плагиоклаза слабо зональны. Внутренние зоны по составу соответствуют андезину-лабрадору $\text{Аб}_{43}\text{Ан}_{55}\text{Ор}_2$ — $\text{Аб}_{51}\text{Ан}_{47}\text{Ор}_2$. Во внешних зонах микролитов наблюдается повышение содержания альбитовой составляющей, и их состав соответствует андезину $\text{Аб}_{61}\text{Ан}_{35}\text{Ор}_6$ — $\text{Аб}_{66}\text{Ан}_{32}\text{Ор}_2$ (см. табл. 1). Нарастания на поверхности микролитов в виде структур ласточкина хвоста по составу резко отличаются от микролитов и соответствуют составу сани-

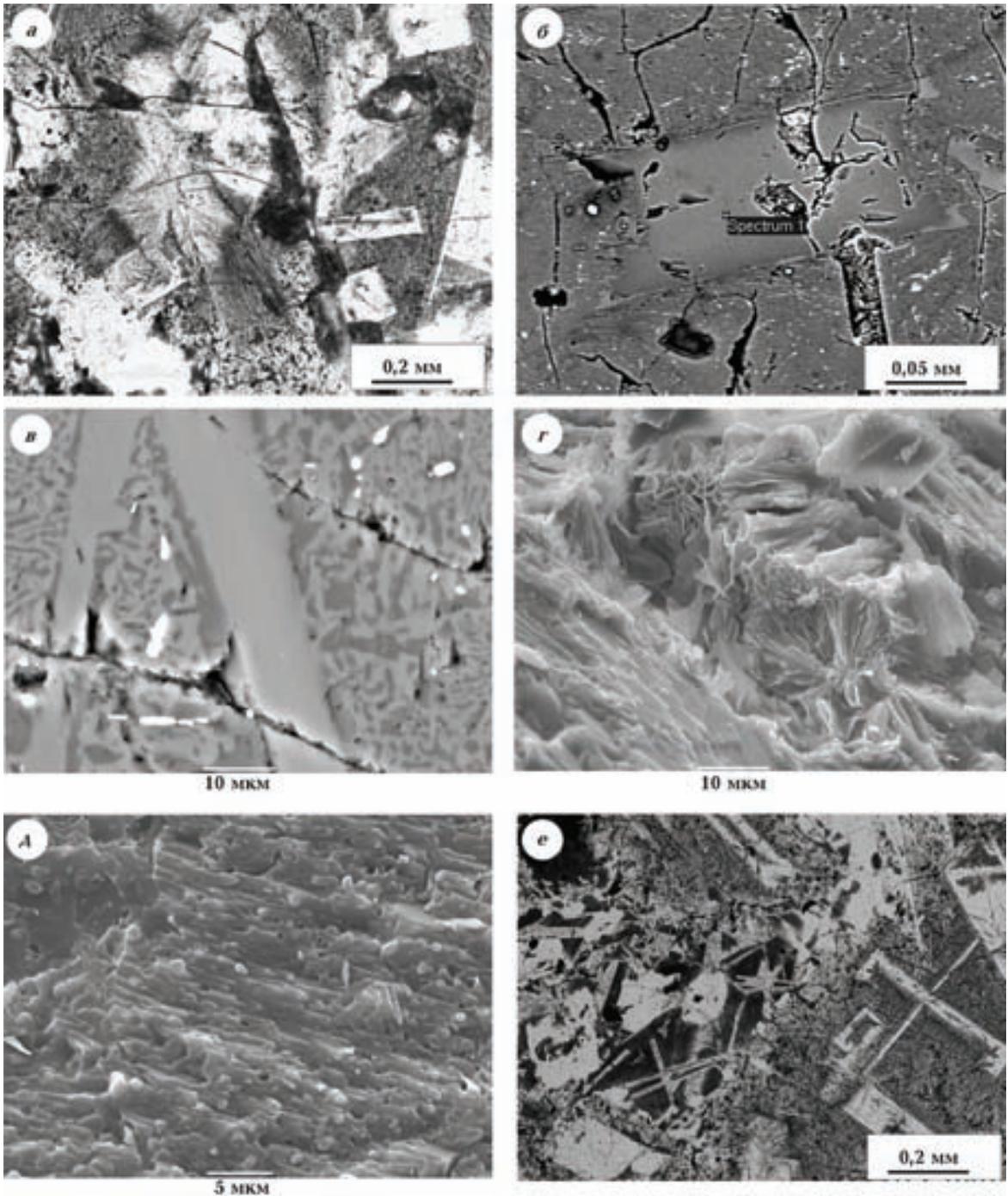


Рис. 8. Ударнорасплавленные породы с криптокристаллической матрицей (скв. 11 475). Микрофотографии без анализатора (а, г) и СЭМ-микрофотографии в режиме отраженных электронов (б, в, д, е): а — микролиты плагиоклаза и замещенного хлоритом пироксена (темное в центре) в матрице со сферолитовыми структурами (инт. 623 м); б — таблитчатый микролит плагиоклаза с более светлыми выделениями санидина в форме ласточкина хвоста на ребрах граней (инт. 603 м); в — выделение барийсодержащего санидина в матрице, имеющей двухфазный состав; светлая фаза представлена щелочным полевым шпатом, видно ее нарастание на поверхности санидина; темная фаза имеет существенно кварцевый состав с содержанием кремнекислоты около 90 % (инт. 603 м); г — поверхность скола ударнорасплавленной породы с розетками хлорита, замещающими микролит пироксена (в центре) (инт. 603 м); д — поверхность скола сферолита (интервал 603 м); е — контакт сферолитовой матрицы с включениями микролитов плагиоклаза (справа внизу) с тонкозернистой матрицей (в центре и слева), состоящей из полевых шпатов, кварца и хлорита; кварц образует ксеноморфные зерна и пластинчатые выделения в хлорите (инт. 623 м, без анализатора).

дина с высоким содержанием альбитовой составляющей, а также примесью цельзиановой молекулы: $\text{Ab}_{49}\text{Or}_{45}\text{An}_4\text{Цз}_2$.

Кроме микролитов плагиоклаза в породах наблюдаются выделения полевых шпатов поздней генерации, образующие тонкопластинчатые и пластинчатые кристаллиты длиной до 0,1—0,2 мм. Пластинчатые кристаллиты обычно входят в состав сферолитов матрицы, реже представлены отдельными выделениями в тонкозернистой матрице (рис. 8, в). По составу кристаллиты поздней генерации весьма близки к санидину структур ласточкина хвоста микролитов и представлены санидином состава $\text{Or}_{55}\text{Ab}_{40}\text{An}_3\text{Цз}_2$ — $\text{Or}_{57}\text{Ab}_{42}\text{An}_1$ (см. табл. 1).

Микролиты темноцветного минерала длиной до 0,5—0,7 мм полностью замещены криптозернистыми агрегатами зеленого хлорита при подчиненном распространении светло-коричневого биотита. Призматическая форма микролитов с характерными поперечными сечениями свидетельствует о том, что хлорит является продуктом замещения пироксена. Кроме замещения микролитов в матрице пород, наблюдаются характерные короны псевдоморфоз хлорита на поверхности включений обломков кварца. Внутри микролитов хлорит развивается в виде изогнутых пластинчатых выделений, часто образующих розетки и сноповидные агрегаты (рис. 8, г). Состав псевдоморфоз хлорита по пироксену приведен в табл. 2.

В составе ударнорасплавленных пород верхнего горизонта наблюдаются многочисленные включения обломков гранитов, а также кварца и полевых шпатов. Гранитоидные обломки состоят из зерен мозаичного кварца с шариковыми структурами и агрегатов перекристаллизованных полевых шпатов. В верхней части разреза толщи ударнорасплавленных пород в интервале около 20 м от ее поверхности кроме кварца с шариковыми структурами распространены обломки неперекристаллизованного ударнометаморфизованного кварца с планарными элементами. Включения обломков полевых шпатов превращены в микромозаичные массы, часто имеющие шахматные структуры.

Матрица полнокристаллических ударнорасплавленных пород представлена сферолитовыми и сноповидными выделениями, в пространстве между которыми располагаются участки более полно раскристаллизованного микрозернистого материала (см. рис. 4, в). Центры сферолитов располагаются на поверх-

ности микролитов плагиоклаза, реже в пространстве между микролитами. Диаметр сферолитов 0,2—0,5, достигает 1 мм. Сферолиты имеют секториальное крестообразное погасание. В наиболее полно раскристаллизованных участках сферолитов различимы скелетные образования полевого шпата. При больших увеличениях оптического микроскопа в сферолитах видно нечетко выраженное пятнистое мозаичное погасание. На электронно-микроскопических снимках сферолиты матрицы имеют вид субпараллельно ориентированных выделений стеклообразного вещества (см. рис. 8, д). Матрица сферолитов обнаруживает двухфазный состав в виде субэвтектических закономерных их сростаний (рис. 8, в). Светлая фаза образует сетку, в ячейках которой располагаются выделения более темноокрашенной фазы. На поверхности кристаллитов полевого шпата наблюдаются ее сростания с выделениями светлоокрашенной фазы. По данным микрозондовых определений, светлая фаза по составу близка к санидину, в то время как темноокрашенная представлена кварцем.

Микрозернистая матрица в пространстве между сферолитами раскристаллизована более полно в тонкозернистые агрегаты несовершенных кристаллитов полевого шпата, выделений кварца и хлорита (рис. 8, е). Кварц образует зерна неправильной формы, расположенные в пространстве между полевыми шпатами. Кроме того, для кварца характерны пластинчатые выделения, свидетельствующие о его образовании по кристаллитам тридимита, подобно тому, как это имеет место во многих типах вулканогенных пород кислого состава [Дир и др., 1966]. Темноцветный минерал — хлорит — образует криптозернистые массы в пространстве между кристаллитами полевых шпатов и кварца. В отличие от псевдоморфоз хлорита по микролитам пироксена, форма выделений хлорита в составе матрицы не позволяет установить его развитие в результате замещения пироксена. Предполагается, что формирование хлорита в матрице произошло на поздней стадии автотометасоматического преобразования ударнорасплавленных пород одновременно с хлоритизацией микролитов пироксена. Таким образом, микрозернистая матрица в пространстве между сферолитами является продуктом кристаллизации последних порций ударного расплава при воздействии водной фазы на застывающую толщу ударнорасплавленных пород.

Кристаллизация и преобразования микропорфировых пород верхнего горизонта с криптокристаллической матрицей происходили в последовательности: микролиты плагиоклаза и пироксена первой генерации → скелетные микролиты санидина и его выделения в виде структур ласточкина хвоста на поверхности микролитов плагиоклаза → криптокристаллическая матрица сферолитов → тонкозернистая кварц-полевошпатовая матрица → хлорит по пироксену микролитов и в составе матрицы. Полное замещение микролитов пироксена хлоритом и его образование в составе тонкозернистых участков матрицы — результат аутометасоматической переработки пород верхнего горизонта застывающей толщи ударно-расплавленных пород при ее взаимодействии с поверхностными водами.

Породы эндоконтактовых зон. На контактах с вмещающими породами полнокристаллические ударнорасплавленные породы представлены эндоконтактовыми образованиями зоны закалки. Породы верхнего эндоконтакта вскрыты скв. 50 в интервале 601—595 м, скв. 11 475 — в интервале 586—581 м, скв. 42 — в интервале 594—597 м и др. Породы нижнего эндоконтакта вскрыты только в скв. 11 475 в интервале 792—785 м. Кроме того, к этому типу относятся породы секущего дайкообразного тела в аллогенных брекчиях, подстилающих толщу ударнорасплавленных пород в скв. 11 475 в интервале 875—891 м.

Породы зоны закалки представлены тонкозернистыми полнокристаллическими образованиями, не содержащими стекла в матрице. Они состоят из микролитов плагиоклаза и замещенного хлоритом пироксена в криптокристаллической матрице. Особенностью пород является более мелкий размер микролитов, длина которых составляет от 0,05 до 0,1 мм. Характерно высокое содержание обломков ударнометаморфизованных гранитоидов размером до 1 см и более, а также мелких обломков кварца и полевых шпатов. В породах верхнего эндоконтакта развиты округлые газовые пустоты диаметром до 5—10 мм, внутренняя поверхность которых покрыта тонкими корками хлорита.

Плагиоклаз образует таблитчатые микролиты длиной 0,04—0,06 мм с отношением длины к толщине около 5:1. Микролиты темноцветного минерала представлены призматическими псевдоморфозами хлорита по пироксену. Матрица состоит из криптозернистых масс, обнаруживающих слабое точечное двупреломление.

Породы верхнего эндоконтакта в интервале 5—10 м внутрь залежи образуют постепенный переход к нижележащим полнокристаллическим породам с увеличением размеров микролитов плагиоклаза и хлоритизированного пироксена, а также повышением степени раскристаллизации матрицы. На расстоянии около 10—20 м от контакта размеры микролитов плагиоклаза достигают их обычного размера для нижележащих полнокристаллических пород.

Состав ударнорасплавленных пород. Состав указанных пород структуры изучен по керну скв. 11 475, 50 и 17, состав пород мишени — по керну скв. 11 475, а также скв. 18 и 20, вскрывших породы центрального поднятия, и образцов из естественных обнажений вала кратера и толщи выбросов. Химический состав ударнорасплавленных пород приведен, главным образом, по данным работ [Гуров, Гурова, 1991; Гуров, Гожик, 2006; Гуров и др., 1986].

Установлена высокая степень однородности состава ударнорасплавленных пород по скв. 11 475 и 50, расположенным на расстоянии 1,7 км друг от друга, а также по разрезу залежи в этих скважинах (табл. 3).

При большой однородности среднего состава ударнорасплавленных пород отмечаются некоторые изменения состава по вертикальному разрезу их толщи. Одно из наиболее отчетливых различий — изменение степени окисленности железа по разрезу толщи расплавленных импактитов (табл. 3). Средняя величина отношения Fe_2O_3/FeO составляет около 1,1 в полнокристаллических породах верхнего горизонта и уменьшается до 0,3 в ударнорасплавленных породах нижнего горизонта со стекловатой или частично девитрифицированной матрицей. В породах кристаллического основания это отношение составляет 0,5. Наиболее четко изменение степени окисления железа проявляется в породах по разрезу скв. 11 475: в то время как в полнокристаллических ударнорасплавленных породах отношение окисного железа к закисному колеблется от 1,1 до 2,2, в породах нижнего горизонта со стекловатой матрицей оно составляет от 0,1 до 0,3 (рис. 9). В нижней части залежи в пределах эндоконтактовой зоны мощностью около 10 м это отношение повышается до 1,5—2,0. В составе дайкообразного тела ударнорасплавленных пород, залегающего в скв. 11 475 в интервале 875—891 м, установлена высокая степень окисления железа с от-

Т а б л и ц а 3. Химический состав ударнорасплавленных пород и пород кристаллического основания Болтышской импактной структуры, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,51	67,78	67,41	68,09	70,27
TiO ₂	0,39	0,32	0,54	0,35	0,40
Al ₂ O ₃	13,91	14,22	13,85	14,07	13,72
Fe ₂ O ₃	1,88	0,85	2,67	1,28	1,38
FeO	1,70	2,68	1,58	2,26	2,76
MnO	0,08	0,06	0,04	0,07	0,04
MgO	1,49	1,29	2,38	1,41	1,08
CaO	1,99	2,05	1,54	2,04	1,40
Na ₂ O	2,99	3,36	3,31	3,20	2,87
K ₂ O	4,22	3,73	4,90	3,95	4,88
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,19	0,17	0,15
H ₂ O	0,79	0,32	0,51	0,52	0,20
П. п. п.	1,65	2,85	1,10	2,31	1,10
Сумма	99,78	99,66	100,02	99,72	100,25
Fe ₂ O ₃ / FeO	1,10	0,32	1,69	0,57	0,50
Количество анализов	18	30	4	52	34

Примечания: 1 — криптокристаллические ударнорасплавленные породы верхнего горизонта толщи (скв. 50, инт. 595—648 м; скв. 11 475, инт. 582—640 м); 2 — ударнорасплавленные породы со стекловатой или частично девитрифицированной матрицей нижнего горизонта толщи (скв. 50, инт. 652—736 м; скв. 11 475, инт. 657—791 м); 3 — локальное тело ударнорасплавленных пород в толще брекчий (скв. 11 475, инт. 875—891 м); 4 — средний состав ударнорасплавленных пород; 5 — кристаллические породы основания (скв. 11 475 и 18, а также образцы из брекчий внекратерных выбросов).

ношением Fe₂O₃/FeO, равным 1,7. Таким образом, в породах со стекловатой матрицей наблюдаются наиболее высокая степень восстановления железа по отношению к породам мишени и повышение степени их окисления в полнокристаллических породах всего верхнего горизонта залежи и ее эндоконтактов. Подобное распределение степени окисления — восстановления железа — свидетельство того, что данный процесс связан с взаимодействием поверхности толщи остывающего расплава с атмосферными осадками и формированием пневматолитово-гидротермальных систем в краевых частях залежи. Как указано выше, наиболее четко проявление вторичных процессов в изменении минерального состава ударнорасплавленных пород выражено в полном замещении микролитов пироксена хло-

ритом в составе верхнего горизонта толщи. Кроме того, важный индикатор понижения сухости расплава в верхнем горизонте — раскристаллизация стекла и образование криптокристаллической матрицы.

В составе ударнорасплавленных пород по разрезу двух скважин отмечается слабое повышение содержания калия при понижении содержания натрия от пород нижнего горизонта, где отношение Na₂O / K₂O составляет 0,7, до пород верхнего горизонта, где это отношение равно 0,9.

На основании изучения минерального и химического состава ударнорасплавленных пород Болтышской структуры установлено, что различия пород со стекловатой матрицей наиболее близко соответствуют составу исходного сухого высокотемпературного ударного рас-

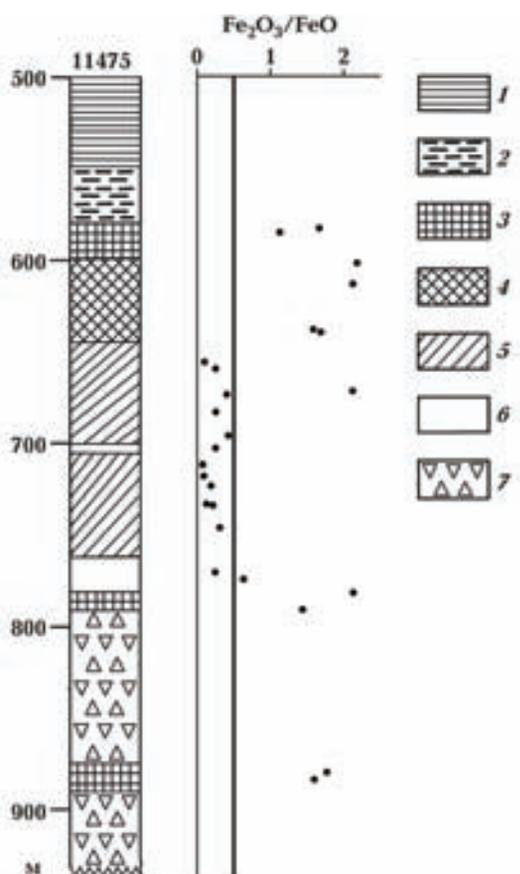


Рис. 9. Изменение степени окисленности железа в ударнорасплавленных породах по разрезу скв. 11 475. Вертикальная линия на графике показывает отношение окисного железа к закисному в кристаллических породах мишени: 1 — постударные осадочные отложения; 2 — возвращенные зювиты; ударнорасплавленные породы: 3 — эндоконтактных зон, 4 — с криптокристаллической матрицей, 5 — с частично девитрифицированной матрицей, 6 — со стекловатой матрицей; 7 — аллогенные брекчии, горная мука.

плава, в то время как хлоритизированные криптокристаллические породы являются продуктом вторичных изменений пород при их остывании и взаимодействии с водосодержащими системами: атмосферными осадками на поверхности залежи и подземными водами в породах основания кратера.

Основание Болтышского кратера составляют протерозойские порфиروبластовые граниты и биотитовые гнейсы. Относительное содержание их в составе мишени определено, как 5 : 1, по подсчетам состава обломочного материала в обнажениях выбросов и соотношению этих типов пород в скважинах [Гуров, Гурова, 1991; Геология ..., 1980; Гуров и др.,

1986]. Установлена большая близость состава расплавленных импактитов и состава пород кристаллического основания структуры, которые послужили материалом для образования ударного расплава (табл. 3).

Геохимическое изучение ударнорасплавленных пород Болтышской структуры направлено, главным образом, на определение вероятного состава образовавшего ее ударника. Особенно актуальными эти исследования стали после определения образования кратера на мел-палеогеновом рубеже одновременно с кратером Чиксулуб в Мексике, определившим катастрофические события в конце мелового периода [Kelley, Gurov, 2002; Гуров, Келли, 2003]. Установление состава астероида для Болтышского кратера может свидетельствовать об одинаковом или различном составе космических тел, образовавших пограничные мел-палеогеновые кратеры Чиксулуб и Болтышский, что приведет к более полному пониманию их возрастных взаимоотношений. Одинаковый состав ударников с большой вероятностью может свидетельствовать о том, что эти структуры возникли в результате единого события, при котором Болтышская структура образована фрагментом астероида, ответственного за появление кратера Чиксулуб. В то же время установление различного состава тел, образовавших эти кратеры, будет свидетельствовать о сближенных во времени двух независимых ударных событиях вследствие астероидного дождя. При таком сценарии имеется вероятность установления на поверхности Земли других импактных структур, образовавшихся на мел-палеогеновом рубеже 65 млн лет назад.

Согласно результатам многочисленных исследований по определению состава ударника, образовавшего кратер Чиксулуб, наиболее вероятно ударник был углистым хондритом [Montanari, Koberl, 2000; McDonald et al., 2009]. При определении состава ударника Болтышского кратера А. А. Вальтер и соавторы [Вальтер, Рябенко, 1977; Вальтер и др., 1984] описали обогащение ударнорасплавленных пород импактной структуры никелем и кобальтом по сравнению с породами кристаллического основания. Хотя исследователи не пришли к окончательному выводу о вероятном железном составе кратерообразующего тела, данные их исследований послужили основанием В. И. Фельдману и соавторам [Фельдман и др., 1984] для заключения о железном составе ударника, образовавшего Болтышскую структуру.

Т а б л и ц а 4 . Концентрации элементов платиновой группы и золота (ppb) в ударнорасплавленных породах Болтышской импактной структуры (скв. 50), по [Mc Donald et al., 2009]

Интервал, м	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
580	0,08	0,32	0,06	1,12	3,05	1,35
603	0,09	0,34	0,07	0,39	1,04	0,23
627,8	0,10	0,31	0,09	1,31	1,00	0,35
650	0,36	0,80	0,17	1,97	1,25	0,11
682,2	0,31	0,77	0,16	2,52	1,60	0,17
684	0,08	0,23	0,09	0,82	1,22	1,33
717	0,07	0,22	0,06	0,29	1,36	0,30
734	0,31	0,72	0,15	1,70	1,71	0,19

Ограниченное количество анализов пород Болтышского кратера, выполненных нейтронно-активационным методом, позволило установить обогащение ударнорасплавленных пород кратера относительно гранитоидов основания хромом, иридием, рутением и некоторыми другими редкими элементами [Гуров и др., 1986]. Обогащение импактитов хромом и соотношение в них содержаний этих элементов служат свидетельством каменного, вероятно, хондритового состава кратерообразующего тела без уточнения его типа. Содержание метеоритного компонента в импактном расплаве различными исследователями оценивается в пределах от 0,05 до 0,5 % [Grieve et al., 1987; Гуров, Гожик, 2006].

В настоящее время в Венском университете продолжают геохимические исследования состава расплавных импактитов Болтышского кратера [McDonald et al., 2009]. В табл. 4 приведены данные о содержании элементов платиновой группы в составе семи образцов ударнорасплавленных пород по разрезу их толщи в скв. 50. В трех образцах расплавных импактитов из интервалов 650, 682,2 и 734 м установлено их 3—4-кратное обогащение иридием, рутением и рением и 2—3-кратное — платиной. Содержание осмия в связи с особенностями методики анализа не определялось. Все образцы ударнорасплавленных пород с повышенными концентрациями платиноидов представлены разностями со стекловатой или частично девитрифицированной матрицей. Результаты этих исследований также подтверждают образование Болтышской структуры астероидом хондритового состава,

однако низкие концентрации метеоритного вещества не позволяют более детально определить его тип [McDonald et al., 2009].

Возраст импактной структуры. Болтышская структура образована в кристаллических породах Украинского щита, поверхность которого в данном регионе ко времени этого ударного события предположительно была свободна от перекрывающих платформенных отложений. Верхняя возрастная граница определена как палеоцен по описанию фауны в толще осадочных пород, перекрывающих брекчии кратерных выбросов в р-не с. Лузановка к западу от импактной структуры [Макаренко, 1970]. Кроме того, остатки флоры палеоценового возраста были описаны Ф. А. Станиславским [Станіславський, 1968] в нижней части разреза толщи осадков, заполняющих кратер. Поскольку время образования импактной структуры по геологическим данным определено в интервале от докембрия до палеоцена, основная роль в установлении ее возраста отводится изотопным исследованиям. Только в последнее время были сделаны находки маастрихтской фауны в обломках осадочных пород в толще закратерных выбросов структуры, которые свидетельствуют об ограниченном распространении маастрихтских отложений в мишени кратера к моменту удара [Valter, Plotnikova, 2003].

По данным калий-аргонового метода ранее были получены значения возраста ударнорасплавленных пород Болтышской структуры от 55—56 [Каталог ..., 1978] до 170 млн лет [Басс и др., 1967]. Определенный позднее этим методом А. К. Бойко и соавторами [Бой-

ко и др., 1985] возраст кратера, равный 88 млн лет, до последнего времени наиболее часто использовался в геологической литературе [Grieve et al., 1995; Rampino, Haggerty, 1996].

Для получения более надежных данных по определению возраста Болтышской структуры в Открытом университете в Великобритании аргон-аргоновым методом были выполнены анализы семи образцов ударнорасплавленных пород из скв. 50. По трем образцам полнокристаллических ударнорасплавленных пород, охарактеризованных платообразными спектрами, получено средневзвешенное значение возраста $65,17 \pm 0,64$ млн лет [Kelley, Gurov, 2002; Гуров, Келли, 2003], которое в настоящее время принимается как наиболее достоверный возраст импактной структуры. Для трех образцов пород со стекловатой или частично девитрифицированной матрицей получены сложные ступенчатые спектры, которые не могут быть использованы для характеристики возраста ударнорасплавленных пород. Таким образом, установлены формирование Болтышской структуры на мел-палеогеновом рубеже и совпадение ее возраста в пределах ошибки измерений с возрастом кратера Чиксулуб, равным от $65,36 \pm 0,36$ до $65,42 \pm 0,08$ млн лет [Montanari, Koberl, 2000], или $65,46 \pm 0,6$ млн лет [Kelley, Gurov, 2002].

Точное определение одновозрастности этих двух импактных структур или относительной последовательности их образования представляет большой научный интерес для более полного понимания катастрофических событий, произошедших в конце мелового периода. С целью решения данного вопроса в 2008 г. в Болтышской структуре по заказу Открытого университета в Великобритании пробурена скв. 42 глубиной 598 м для изучения базальных слоев посткратерных отложений и поисков в их составе возможных следов глобально распространенного катастрофического слоя кратера Чиксулуб. В настоящее время в Открытом университете проводятся детальные исследования посткратерных осадков Болтышской импактной структуры [Watson et al., 2009]. Установлены повышение содержания органического вещества от подошвы осадочного комплекса вверх по разрезу, а также преобладающая роль водорослей в заселении кратерного озера и накоплении в нем органики.

Заключение. Болтышская импактная структура образована в кристаллических породах Украинского щита, представленных в этом районе протерозойскими порфиروبластовыми

гранитами при подчиненном распространении биотитовых гнейсов. Диаметр кратера в поверхности кристаллических пород составляет около 24 км.

Болтышский кратер представляет собой сложную импактную структуру с центральным поднятием. Наиболее глубокую часть структуры образует кольцеобразный внутренний кратер диаметром 11—12 км и глубиной 1000 м, окружающий центральное поднятие. Краевую часть структуры образует периферическая кольцевая депрессия диаметром около 24 км и глубиной до 570 м.

Глубокий внутренний кратер Болтышской структуры заполнен залежью ударнорасплавленных пород диаметром 11—12 км и мощностью до 211 м. Залежь имеет кольцеобразную форму вокруг центрального поднятия, вершина которого в виде расчлененного плато возвышается над поверхностью залежи на высоту до 100 м. Субгоризонтальная поверхность залежи и условия ее залегания во внутреннем кратере указывают на ее образование в результате накопления подвижного высокотемпературного ударного расплава в наиболее глубокой части импактной структуры в виде озера.

Залежь слагают микропорфировые ударнорасплавленные породы со стекловатой или криптокристаллической матрицей. Преобладающую по мощности нижнюю часть разреза залежи слагают породы со стекловатой или частично девитрифицированной матрицей и микролитам плагиоклаза и пироксена. Состав микролитов и застывание остаточного расплава в виде стекла свидетельствуют о сухом характере ударного расплава.

Верхний горизонт залежи образуют криптокристаллические породы с микролитами плагиоклаза и замещенного хлоритом пироксена в полнокристаллической матрице, не содержащей стекла. Полное замещение микролитов пироксена хлоритом и его образование в составе тонкозернистых участков матрицы являются результатом аутометасоматической переработки пород верхнего горизонта застывающей толщи при взаимодействии с выпадающими на ее поверхность атмосферными осадками.

Химический состав ударнорасплавленных пород Болтышской структуры близок к составу пород кристаллического основания, представленных порфировыми гранитами при подчиненном распространении биотитовых гнейсов. Для ударнорасплавленных пород характерна однородность состава как по латерали,

так и по разрезу их залежи. Наиболее заметным различием состава полнокристаллических пород и пород со стекловатой матрицей является разная степень окисления железа: при отношении окисного железа к закисному в полнокристаллических породах в пределах 1,1—2,2, в породах со стекловатой матрицей оно понижается до 0,1—0,3. В хлоритизированных породах нижнего эндоконтакта залежи величина этого отношения возрастает. Таким образом, повышение степени окисленности железа фиксирует проявления поздних процессов изменения ударнорасплавленных пород в верхней части разреза залежи, а также в ее нижней эндоконтактной зоне.

Геохимические исследования ударнорасплавленных пород позволили установить обогащение их состава относительно исходных пород мишени некоторыми редкими и рас-

янными элементами, в том числе элементами платиновой группы, а также хромом. Содержание метеоритного материала в составе ударнорасплавленных пород по разным оценкам составляет от 0,05 до 0,5 %. Эти данные доказывают образование Болтышской импактной структуры хондритовым ударником.

По данным аргон-аргонового метода, Болтышская структура образовалась 65 млн лет назад, в пределах ошибки измерений — одновременно с пограничным кратером Чиксулуб, который определил появление мел-палеогенового рубежа и вызвал катастрофические события в конце мезозойской эры. Продолжаются исследования по определению одновозрастности или относительной последовательности образования кратеров Чиксулуб и Болтышского, что имеет большое значение для расшифровки событий на мел-палеогеновом рубеже.

Список литературы

- Басс Ю.Б., Галака А.И., Грабовский В.И. Болтышские горючие сланцы // Разведка и охрана недр. — 1967. — № 9. — С. 11—15.
- Бойко А.К., Вальтер А.А., Вишняк М.М. О возрасте Болтышской впадины // Геол. журн. — 1985. — 45, № 5. — С. 86—90.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1977. — 155 с.
- Вальтер А.А., Еременко Г.К., Тепикин В.Е., Магур Л.К., Лейко И.А. Сравнительный анализ микрокомпонентного состава горных пород Болтышского метеоритного кратера // Космохимия и метеоритика / Под ред. Э.В. Соботвичка. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 151—164.
- Геология астроблем / Под ред. В.Л. Масайтиса. — Ленинград: Недра, 1980. — 231 с.
- Голубев В.А., Карпов Г.М., Поповиченко В.А. Про метеоритно-вибухове походження Бовтиської западини на Кіровоградщині // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1974. — № 1. — С. 10—13.
- Гуров Е.П., Вальтер А.А. Выбросы Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите // Геол. журн. — 1977. — 37, вып. 6. — С. 79—84.
- Гуров Е.П., Рябенко В.А. Импактные структуры Украинского щита. Сводный путеводитель. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 150—168.
- Гуров Е.П., Колесов Г.М., Гурова Е.П. Состав импактитов Болтышской астроблемы // Метеоритика. — 1986. — Вып. 45. — С. 150—155.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур. — Киев: Наук. думка, 1991. — 160 с.
- Гуров Е.П., Хмельницкий А.Ф. Распространение и сохранность выбросов из импактных структур на примере кратеров Болтышского и Экремен // Астроном. вестн. — 1996. — 30, № 1. — С. 19—24.
- Гуров Е.П., Келли С.П. О возрасте Болтышской импактной структуры // Геол. журн. — 2003. — № 2. — С. 92—98.
- Гуров Е.П., Гожик П.Ф. Импактное кратерообразование в истории Земли. — Киев: Ин-т геол. наук НАН Украины, 2006. — 217 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. — Москва: Мир, 1965. — 407 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. — Москва: Мир, 1966. — 482 с.
- Каталог изотопных дат пород Украинского щита

- та / Ред. Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. — Киев: Наук. думка, 1978. — 224 с.
- Макаренко Д.Е. Раннепалеоценовые моллюски Северной Украины. — Киев: Наук. думка, 1970. — 128 с.
- Масайтис В. А. Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР // Метеоритика. — 1974. — Вып. 33. — С. 64—68.
- Станіславський Ф. А. Вік та стратиграфія сап-ропелітів Бовтиської депресії // Геол. журн. — 1968. — № 2. — С. 105—110.
- Фельдман В.И., Капусткина И.Г., Грановский Л.Б., Сазонова Л. В. Метеоритное вещество в импактитах // Космохимия и метеоритика. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 147—151.
- Ямниченко А.Ю. Морфология поверхности Болтышской импактной структуры // Геол. журн. — 2005. — № 3. — С. 42—46.
- Grieve R.A.F., Reni G., Gurov E.P., Ryabenko V.A. The melt rocks of the Boltysch impact crater, Ukraine, USSR // Contribution to Mineralogy and Petrology. — 1987. — **96**. — P. 56—62.
- Grieve R.A.F., Masaitis V.L. The economic potential of terrestrial impact craters // Int. Geol. Rev. — 1994. — **36**. — P. 105—151.
- Grieve R.A.F., Rupert J., Smith J., Therriault A. The Record of Terrestrial Impact Cratering // GSA Today. — 1995. — **5**, N 10. — P. 193—196.
- Gurov E.P., Gurova E.P., Yamnichenko A. Yu. Structure of complex impact craters // Геол. журн. — 1995. — № 1. — С. 22—25.
- Gurov E.P., Kelley S.P., Koeberl C. Eject of the Boltysch impact crater in the Ukrainian Shield // Impact Markers in the Stratigraphic Record / Eds C. Koeberl, F. C. Mortinez-Ruiz. — Berlin: Springer, 2003. — P. 179—202.
- Gurov E.P., Kelley S.P., Koeberl C., Dykan N.I. Sediments and impact rock filling the Boltysch impact crater // Biological Processes Associated with the Impact Events / Eds C. Cockell, C. Koeberl, I. Gilmour. — Berlin: Springer, 2006. — P. 335—358.
- Kelley S.P., Gurov E.P. Boltysch, another end-Cretaceous impact // Meteoritics and Planetary Sciences. — 2002. — **37**. — P. 1031—1044.
- Lehtinen M. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. Geol. Soc. Finland. — 1976. — **282**. — P. 1—92.
- McDonald I., Koeberl C., Gurov E. A Meteoritic component in melt rocks from the Boltysch impact structure, Ukraine // Lunar and Planetary Sci. Conf. XXXX. — 2009. — N 1252. — P. 643—644.
- Montanari A., Koberl C. Impact Stratigraphy. The Italian Record — Lecture Notes in Earth Sciences. — Berlin: Springer, 2000. — **93**. — 454 p.
- Rampino M.R., Haggerty B.M. Impact crises and mass extinctions: A working hypothesis // The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. — 1996. — **307**. — P. 11—30.
- Valter A.A., Plotnikova L. Biostratigraphic Indications of the Age of the Boltysch Impact Crater, Ukraine // Impact Markers in the Stratigraphic Record. Impact Studies / Eds C. Koeberl, F. Martinez-Ruiz. — Berlin: Springer, 2003. — P. 163—178.
- Watson J.S., Gilmour I., Kelley S.P., Jolley D.W., Gurov E.P. Organic geochemistry of the crater-fill sediments from the Boltysch impact crater, Ukraine // Goldschmidt Conf., 21—26 June 2009, Davos, Switzerland. — Davos, 2009.