АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Препринт № 14

С.А. Вишневский, В.Н. Лагутенко

РАГОЗИНСКАЯ АСТРОБЛЕМА: ЭОЦЕНОВЫЙ КРАТЕР НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

НОВОСИБИРСК 1986

УДК 523.681:552.164 (571.1)

Вишневский С.А., Лагутенко В.Н. Рагозинская астроблема: эоценовый кратер на Среднем Урале. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. 42 с. (Препринт № 14).

В работе приводится история изучения и описание первого метеоритного кратера, обнаруженного на Урале, - Рагозинской астроблемы диаметром 9 км. Описание сопровождается сведениями по геологическому строению мишени, на которой заложена астроблема, а также характеристикой диагностических признаков ударного метаморфизма. Приведены некоторые параметрические оценки Рагозинского импактного события.

В рамках гипотезы упругой отдачи на примере Рагозинской астроблемы рассмотрен механизм образования центрального поднятия сложных кратеров и показана роль масштаба события в реализации этого механизма.

Работа представляет интерес для специалистов по проблемам импактных взаимодействий, планетологии и метеоритики, а также предназначена для широкого круга геологов, изучающих вещественный состав, структуру и историю формирования земной коры.

> © Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1986

Рагозинская астроблема расположена на восточном склоне Среднего Урада, в пределах переходной зоны, где в направлении на восток увалисто-холмистый рельеф Уральской гряды сменяется плоскоравнинной низменностью Западной Сибири. В административном отношении район относится к Свердловской области (рис. I). Почти в

центре астроблемы находится железнодорожная станция и посёлок Карпунино, а к северу протекает река Тура, долина которой огибает краевую часть кратера.

Впервые как особый объект, аномально выделяющийся на местном геологическом фоне. Paroзинская астроблема привлекла к себе внимание Г.В.Голубкова, а затем Н.Д.Богачёвой, отметивших необычное залегание горных пород с нарушением нормальной последовательности напластования и предположивших для объяснения этого факта эоценовую тектонику. Для решения вопроса о происхождении дислокаций в район астроблемы выезжала специальная KOмиссия. Хотя после тшательного определения микрофауны, выполненного Г.Н.Папуловым (УНЦ АН СССР), факты перевёрнутого за-



Рис.1.Обзорная схема расположения Рагозинской астроблемы; кружком обозначен её кратер.

I

легания пород подтвердились, природа дислокаций осталась неясна, так как данные об эоценовых надвигах шли вразрез с общими представлениями о геологической истории развития региона. После проведения геофизических исследований в 1984 г. одним из авторов было установлено, что Рагозинская структура представляет глубокую изометричную депрессию в породах палеозойского фундамента. Анализ геофизических данных вместе с геологическими наблюдениями и находками первых макроскопических признаков ударного метаморфизма в породах структуры позволил отнести её к астроблеме.

Ниже приводится описание Рагозинской астроблемы, излагаемое с применением предложенных В.Л.Масайтисом [16] представлений структурно-литологических комплексах земных метеоритных кратеров. Однако подход, использованный нами в разделении цокольного и коптогенного комплексов, равно как и некоторые другие вопросы расчленения, номенклатуры и интерпретации условий отложения коптогенных образований [4,5], несколько отличаются от соответствующих представлений, изложенных в [16] и других работах ленинградской группы исследователей. Так. согласно [16] К коптогенному комплексу астроблем относится только зювито-тагамитовое выполнение и аплогенные брекчии кратерной воронки, в то время как линза брекчий, залегающих под истинным дном кратера, относится уже К цокольному комплексу. Мы понимаем под импактитами всю совокупность изменённых при взрыве пород мишени, в том числе и ЛИНЗУ подкратерных брекчий, а не только продукты, которые содержат импактное стекло. Такого расширенного понимания термина "импактит" придерживается московская группа исследователей [23], Д.Штоффлер [38] и другие авторы.

Соответственно границу между астроблемой как наложенной структурой, представленной коптогенным комплексом образований, и вмещающими породами мишени (цокольный комплекс), мы проводим не по поверхности истинного дна кратера, а по некоторой переходной зоне, где затухающие ударные деформации становятся неотличимы от фоновых геологических дислокаций района. Таким образом, в состав коптогенного комплекса мы включаем линзу аутигенной брекчии и зону импактных разломов из краевой части астроблемы. На аутигенной брекчии залегают умеренно или слабо импактированные породы мишени, испытавшие быстрое, но связное смещение при экскавации кратера. Для этой, уже аллогенной, хотя и несколько специфичной



Рис.2. Схематическая структура астроблемы с кратером сложного типа, который имеет радиус R и глубину h, измеренную относительно гребня вала. Коптогенный комплекс: I – аллогенное выполнение воронки и закратерные выбросы (отложения взрывного облака и центробежного донного потока); 2 – раздробленные породы зоны пластичного течения; 3 – линза аутигенной брекчии; 4 – зона импактных разломов; 5 – границы раздела внутри коптогенного комплекса (а – истинное дно кратера; б – между различными типами подкратерных образований). Цокольный комплекс: 6 – породы комплекса и отдельные горизонты этих пород; 7 – граница раздела цокольного и коптогенного комплексов.

части коптогенного комплекса астроблем, которую мы выделяем как зону пластичного течения, характерно то, что исходные геологические тела мишени (пласты, линзы и т.д.), сохраняя в основном связность, существенно деформированы с изменением своей геометрии, положения в пространстве и мощности. К образованиям SOHM пластичного течения отнесены массивы пород, слагающие центральное поднятие, а также цокольный ярус внешнего и СИНГСНСТИЧНЫХ внутренних кольцевых валов. Над зоной пластичного течения в астроблемах залегают отложения центробежного донного потока N взрывного облака, образующие аллогенное выполнение воронки кратера, а также насыпной ярус внешнего и сингенетичных внутренних кольцевых валов. Вследствие интенсивного перемешивания и добавления расплавных импактитов, отложения потока и облака контрастно отличаются от пород зоны пластичного течения, и граница C последними вполне резонно принимается в качестве поверхности истинного дна кратера.

Истинное дно кратера мы рассматриваем как одну из наиболее

контрастных границ раздела внутри коптогенного комплекса. Эта граница возникла на стадии экскавации кратера за счёт разрушения первоначально единой совокупности последовательно сменявших друг друга концентричных зон регрессивного ударного метаморфизма. Появление данной границы, по нашему мнению, отражает тот факт. что из-за градиента ударных давлений и влияния свободной поверхности в возмущённой среде действовали разные режимы экскавации: ОДНИ импактиты двигались с явлениями отрыва и интенсивного перемешивания (аллогенное выполнение кратерной воронки), в то время как другие испытали лишь связное течение с ограниченным перемешиванием (продукты зоны пластичного течения) или остались на Mecte (аутигенная брекчия). Соотношение цокольного и коптогенного комплексов астроблем и основные границы раздела внутри последнего в нашем понимании показаны на рис.2.

Цокольный комплекс

Мишень, на которой была заложена Рагозинская астроблема, имеет двучленное строение и состоит из дислоцированных палеозойских пород фундамента, которые перекрыты спокойно залегающим мезокайнозойским осадочным чехлом.

Породы палеозойского фундамента представлены осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями разного возраста, а также интрузивными образованиями. В районе астроблемы отложения палеозоя расчленяются на четыре структурных яруса, отвечающих различным геотектоническим режимам существования региона.

Первий структурный ярус, соответствующий раннегеосинклинальному этапу истории региона, включает в себя ордовиксконижнедевонские отложения. В районе известны лишь самые верхние части разреза этих отложений, представленные известняками пражско-эйфельского возраста, а также нерасчленёнными отложениями девонской системы: известняками, известковистыми песчаниками и туфопесчаниками. Суммарная мощность известных отложений яруса 250-300 м; соотношение с кембрийско-протерозойскими толщами не установлено.

В торой структурный ярус, отвечающий позднегеосинклинальному этапу истории развития региона, представлен нерасчленён-

ными среднедевонско-нижнетурнейскими отложениями (D₂-C_It_I), которые с угловым несогласием налегают на породы нижнего структурного яруса и образуют сложный по литологии комплекс осадочновулканогенных образований. Среди осадочных пород, играющих важную роль в составе верхних частей разреза яруса, отмечены песчаники, туфолесчаники, туфоалевролиты, кремнистые сланцы и глинистые известняки. Представителями вулканогенной части разреза являются андезито-базальтовые и андезито-дацитовые лавы и их туфы. Суммарная мощность отложений яруса достигает 800-1050 м.

Т ретий структурный ярус. также отвечающий позднегеосинклинальному этапу развития региона, характеризуется сменой условий осадконакопления и представлен толщей терригенно-угленосных и карбонатных отложений верхнетурнейско-серпуховского ярусов (C_Tt₂-C_Ts). В низах этой толщи (так называемая "подугольная" свита, мощностью 350-550 м) наряду с аргиллитами, алевролитами и кремнисто-глинисто-углистыми сланцами в подчинённом количестве ещё встречаются туфы и порфириты. Средняя часть разреза полши мощностью 700-900 м включает в себя отложения так називаемой "угольной" свиты (кремнисто-глинистые сланцы, аргиллиты, углистые сланцы, пласты углей, а также песчаники, туфопесчаники, сидеролиты и тёмные известняки), выше которых появляются алевролиты, песчаники и гравелиты. Верхняя часть разреза толщи мощностью 330-500 м сложена различными известняками.

Четвёртый структурный ярус, отвечающий орогенному этапу развития региона, представлен отложениями московского яруса (C₂ m) и состоит из аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов суммарной мощностью до 400-500 м.

Интрузивные породы фундамента состоят из гипербазитов баженовского комплекса и гипабиссальных тел габбро-диабазов. Гипербазиты баженовского комплекса представлены серпентинизированными ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации. Тела их, приуроченные к глубинным разломам, образуют северную часть Мугайского гипербазитового пояса. Гипабиссальные тела представлены дайками диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, обычно образующих постепенные переходы между собой, что выражено в зональном строении даек.

Палеозойские отложения смяты в складки, интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными разломами преимущественно субме-

ридионального и субширотного направлений и образуют Зауральский блок Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Основными тектоническими структурами палеозойского фундамента в районе астроблемы являются субмеридионально-вытянутые Кордюковская и Малаховская синклинали, разделённые Карпунинской антиклиналью, а далее к востоку - Махнёвская антиклиналь. Осложнённые надвигово-сбросовыми дислокациями и глыбовой тектоникой, все четыре вышеупомянутые структуры образуют в субширотном разрезе систему сжатых и опрокинутых на восток складок с моноклинально падающими на запад под углом до 30-40° пачками пород различного литологического состава, между которыми "затёрты" пластины гипербазитов, также имеющие падение на запад. В частности, одна из цепочек гипербазитовых пластин, достигающих мощности до 300-500 м, вытянутая субмеридионально, прослеживается по восточному краю астроблемы влоль глубинного разлома между Малаховской и Махнёвской структурами.

Дальнейшая история развития региона, характеризуемая перерывом в осадконакоплении (отложения верхнего карбона и перми в районе не установлены) продолжается тем, что в мезозойскую эру герцинские складчатые сооружения были пенепленизированы, с развитием кор выветривания среднетриасового-нижнемелового возраста, и перекрыты рыхлыми отложениями мезокайнозойского осадочного чехла. В настоящее время палеозойский фундамент нигде в районе, за исключением Рагозинской астроблемы, не обнажается на поверхности. Погребённый рельеф этого фундамента представляет пологонаклонную на северо-северо-восток равнину. В этом направлении мощность осадочного чехла, включая и отложения посткратерного комплекса, постепенно нарастает, достигая 90-100 м.

Разрез осадочного чехла начинается континентальными отложениями юрской системы, представленными породами лангурской свиты (J_{I-3}ln): глинистие пески, бурые угли, каолиново-гидрослюдистие глины общей мощностью до 60 м, которые выше по разрезу сменяются пачкой пестроцватных каолиновых глин таборинской свиты (J₃tb) мощностью до 20 м.

Далее разрез осадочного чехла последовательно наращивается следующими континентальными и морскими отложениями меловой системы:

- алапаевская толща (K_IaI), сложенная алевритистыми глинами голубовато-серого цвета, с многочисленными обломками окремнелых

известняков (мощность до 30 м);

- синарская свита (K_Isn), представленная пестроцветными каолиново-гидроспюдистыми глинами с линзами сиаллитов, аллитов и бокситов (мощность до 5-IO м);

- мысовская свита (К_{I-2}ms), сложенная алевропесчанистыми глинами и гравийно-песчаными отложениями (мощность до 30 м);

- мугайская свита (K₂mg), сложенная зеленовато-серыми каолиново-гидрослюдистыми глинами (мощность до I2 м).

Выше по разрезу, вплоть до самых верхних горизонтов цокольного комплекса астроблемы, последовательно налегают исключительно морские или прибрежно-морские отложения вначале меловой системы:

- кузнецовская свита (K_{2kz}), сложенная алевритистыми глинами голубовато-серого цвета (мощность до I9 м);

- камышловская свита (K₂km), сложенная глауконито-кварцевыми песчаниками с диатомовым цементом и прослоями диатомитов (мощность до IO м);

- зайковская свита (K₂zk), представленная глауконито-кварцевыми песчаниками (мощность 15-40 м);

- ганьковская свита (K2gn), сложенная песчанистыми монтмориллонито-бейделлитовыми глинами (мощность до 15 м).

Затем разрез продолжают отложения палеогеновой системы:

- талицкая свита (P_Itl), сложенная алевролитами, аргиллитами, песчанистыми глинами, глауконито-кварцевыми песчаниками и песчаниками с кремнистым цементом (мощность до 25 м);

- ивдельская свита (P_Iiv), представленная гидрослюдисто-бейдеплитовыми глинами (мощность до 20 м).

Разрез осадочных пород цокольного комплекса венчают отложения серовской свиты эоценового отдела (Р2ет) мощностью до I2 м, сложенные песчанистыми опоками, глинисто-кремнистыми аргиллитами и глауконито-кварцевыми песчаниками на глинисто-опоковидном цементе. Обломки пород серовской свиты встречены в составе аллогенных брекчий Рагозинской астроблемы.

Заполняющий и перекрывающий комплексы

Породы заполняющего и перекрывающего комплексов вместе с нижележащими толщами за пределами астроблемы образуют практически непрерывную серию отложений осадочного чехла. Совместное описание заполняющего и перекрывающего (по отношению к астроблеме) комплексов пород объясняется тем, что граница между ними оказалась в известной степени условной.

Отложения заполняющего комплекса прослежены по нескольким глубоким скважинам, заложенным в центральной области кратера. К сожалению, ни одна из этих скважин, пройденных с гидрогеологическими целями, не вышла из толщи отложений комплекса. О его минимальной мощности можно судить по скважине № 1462, остановленной на глубине 347,8 м. На примере этой и ещё одной скважины мы проиллюстрируем разрез заполняющего комплекса.

Скважина № 1462:

- в интервале 0-37 м пройдены выветрелые с поверхности зелёно-серые песчанистые глины с прослоями трепелов и опок;

- в интервале 37-213 м пройден глинисто-песчаный материал, в котором содержится до 45-50% по объёму мелких обломков аргиллитов, алевролитов, глауконито-кварцевых и кварцевых песчаников;

- в интервале 213 - 347,8 м пройден глинисто-песчаный материал с возрастающим количеством и величиной обломков, среди которых наряду с породами чехла появляются породы фундамента: порфириты, серпентиниты, сланцы.

Породы, пройденные до глубины 37 м, представляют нормальный разрез нижеописываемой ирбитской свиты; остальную часть разреза можно интерпретировать как подводные турбидитные отложения мутьевых потоков(37-213 м) и несортированную грязе-каменную литифицированную молассу (213-347,8 м).

Скважина № 1476:

- в интервале 0-34,4 м пройдены выветрелые с поверхности глины, пески, диатомиты, трепела и прослои кремнистой породы;

- в интервале 34,4-I8I м (забой скважины) пройденный разрез представляет чередование преимущественно аргиллитов и алевролитов, к которым добавляются прослои опок, диатомитов и трепелов с глауконитом.

Верхняя часть разреза скважины (0-34,4 м) сопоставляется с

отложениями ирбитской свиты, а нижняя — с отложениями серовской свиты. Таким образом, по отношению к породам серовской свиты Рагозинская астроблема представляет собой внутриформационный объект.

Особенности разреза заполняющего комплекса указивают на то, что отложение турбидитов и грязекаменной молассы представляло краткий эпизод ранней геологической истории кратера, а возможно, было катастрофическим (продукты, захваченные хлынувшей обратно в кратер морской водой).

На отложения серовской свити в районе налегают породы ирбитской свиты палеогена (P2ir): трепела, диатомиты, песчаники и алевролиты суммарной мощностью до I8 м. Роль ирбитской свиты по отношению к астроблеме двойственна: её породы являются одновременно представителями и заполняющего комплекса (залегают в днище кратерной котловины гипсометрически ниже, чем гребень вала), и перекрывающего (налегают на аллогенные закратерные выбросы). Непрерывный и по району, и в заполняющем комплексе кратера разрез отложений серовской и ирбитской свит указывает, что морской режим после образования астроблемы сохранялся продолжительное время.

Выше по разрезу перекрывающий комплекс состоит из следующих отложений палеогеновой и других систем:

- чеганская свита (P₂₋₃čg), сложенная гидрослюдисто-бейделлитовыми, сильно песчанистыми глинами (мощность до IO м);

- куртамышская свита (P₃kr), сложенная гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами кофейного цвета, содержащими прослои гравия и песков (мощность до 25-30 м);

- неоген-нижнечетвертичные (N2-Q1) алевритистые глины, глинистые пески с галькой (мощность 2-IO м);

 различные четвертичные отпожения переменной, но в целом незначительной мощности.

Морфологический очерк астроблемы и её выражение в физических полях

Благодаря незначительной в целом мощности перекрывающих отложений и относительно хорошей сохранности, Рагозинская астробпема достаточно чётко выделяется в рельефе в качестве кольцевой морфоструктуры. Основным элементом этой морфоструктуры являются центральная депрессия и правильная кольцевая возвышенность вокруг неё. Далее следует внешний обвод морфоструктуры, выраженный частично и представленный полукольцевой системой отрезков долин Туры и её правых притоков в северном, западном и восточном секторах морфоструктуры.

Как показали геодого-геофизические наблюдения. центральная депрессия морфоструктуры соответствует кратерной воронке астроблемы, не до конца заполненной рыхлыми отложениями заполняющего и перекрывающего комплексов. Депрессия представляет плоскую заболоченную низину, занятую бассейном руч. Рагозинка. Кольневая возвышенность, окружающая депрессию, соответствует валу кратера астроблемы. В северном секторе этой возвышенности импактиты вала обнажаются на дневной поверхности, а по остальной длине окружности погребены под различным по мощности (до I2-I5 м) плащом отложений ирбитской, куртамышской и других свит перекрывающего комплекса. Диаметр кратера по гребню вала составляет 9 км. а относительное превышение гребня кольцевой возвышенности над днищем центральной депрессии достигает 40 м. Отпрепарированные зрозией внутренние склоны вала, где импактиты выходят на дневную поверхность, достигают крутизны 5-8°; на остальных участках, где развиты рыжлые отложения, склон кольцевой возвышенности в CTODOHY депрессии пологий, не более I-2°. В северном направлении кратерный вал прорезает долина руч. Рагозинка, по которой центральная депрессия открывается в долину Туры. Базис эрозии в области центральной депрессии не выходит из отпожений ирбитской свиты перекрывающего комплекса.

Полукольцевая зона внешнего обвода морфоструктуры, выраженная в рельефе долинами гидросети, как показало дешифрирование и наблюдения на местности, представляет зону разломов в цокольном комплексе пород по периферии астроблемы. Внешний край этой зоны простирается на расстояние до IO-I2 км от центра кратера. Базис эрозии по внешнему обводу морфоструктуры наиболее низок. Здесь долины Туры и её притоков в основном углублены в дислоцированную толщу отложений серовской и талицкой свит цокольного комплекса, прорезав аллогенные закратерные выбросы и породы перекрывающего комплекса.



Рис. 3. Схематическое выражение Рагозинской астроблемы в магнитном поле; точками обозначен контур воронки кратера.

В магнитном поле астроблема выделяется как область относительно спокойных и большей частью отрицательных значений ΔT_a на фоне знакопеременных аномалий, узкими полосами вытянутых на северо-северо-восток, согласно простиранию региональных структур палеозойского фундамента (рис.3). Основными возмущающими объектами являются тела базальтовых вулканитов и гипербазитов. Хорошо видно, как полоса интенсивных аномалий в восточной части рис. 3, соответствующая цепочке пластин гипербазитов, прерывается у контура кратерной воронки, а некоторые из этих пластин у южного борта воронки приобрели не свойственное им субширотное направление. Это объясняется разворотом пластин в процессе экскавации кратера.



Рис.4. Схематическое выражение Рагозинской астроблемы и её обрамления в поле Ад.

Краевой зоне разломов, развитой в породах мишени в восточном и юго-восточном секторах астроблемы, отвечает группа мелких, попарно-знакопеременных аномалий типа "наклонный диполь", хаотично ориентированных относительно господствующей в районе субмеридиональной протяжённости структур палеозойского фундамента. Такие аномалии могут соответствовать разбитым на блоки, развёрнутым и утратившим между собою связь возмущающим магнитным массам.

В поле силы тяжести Рагозинская астроблема хорошо выражена как кольцевая аномалия с центральным минимумом, который соответствует воронке кратера. Этот -минимум окружён локальным кольцевым максимумом Δg (рис.4). Кольцевой максимум отвечает валу и ближнему обрамлению кратера и интерпретируется как результат влияния относительно плотных палеозойских пород, выдвинутых к поверхности или выброшенных из кратера на рыхлые мезокайнозойские отложения чехла.

По данным электроразведки кратер Рагозинской астроблемы выявился как двуслойный геоэлектрический разрез типа "P_I>P₂" с максимальной глубиной залегания опорного геоэлектрическогс горизонта до 500-550 м и более от дневной поверхности. Этот опорный горизонт мы принимаем за поверхность истинного дна кратера.

По геофизическим данным кратер Рагозинской астроблемы представляет изометричную, хотя и несколько деформированную в плане, воронку в породах палеозойского фундамента. Западный и южный борта этой воронки относительно пологие, в то время как северный и восточный - крутые. Если судить по данным о глубине залегания поверхности опорного геоэлектрического горизонта, то ИСТИННОВ дно кратера очень неровное и изобилует выступами.достигающими высоты до 60-100 м. а на склонах воронки кратера имеются уступообразные формы. В профиле дна кратера выделяется центральное поднятие, окружённое полукольцевым жёлобом. Максимальные глубины в этом жёлобе (более 550 м от дневной поверхности) приходятся на его восточный сектор. Осевой диаметр кольцевого жёлоба порядка 1200 м, а амплитуда центрального поднятия относительно восточной заглубленной части жёлоба составляет не менее 100 м. Вертикальная ось центрального поднятия асимметрична с осью воронки кратера и смещена от последней к востоку на расстояние до 500-600 м.

Глубина истинного дна кратера Рагозинской астроблемы, измеренная относительно гребня вала, достигает 580-590 м, а отношение этой глубины к диаметру кратера равно 0,06, т.е. свидетельствует о значительной уплощённости воронки. Такая морфометрия свойственна для кратеров сложного типа, к классу которых Рагозинский кратер относится как по размерам, так и по наличию центрального поднятия.

Коптогенный комплекс

В сочетании с морфоструктурными и геофизическими данными геологические наблюдения выявляют следующие элементы зональности и структуры коптогенного комплекса: 1)зона закратерных импактных разломов в породах мишени. Эта зона, окаймляющая кратер астроблемы по периферии, в доступных для наблюдения восточном и северном секторах имеет ширину 4-6 км. 2)отложения аллогенных закратерных выбросов, залегающие на нарушенных породах мишени в зоне импактных разломов. 3)зона импактитов, слагающих структуру кратерного вала. Её ширина - от 2 до 3 км.

Импактиты Рагозинской астроблемы обнажены плохо. Из естественных выходов этих образований можно отметить лишь ряд относительно вскрытых эрозией площадей на гребне кратерного вала, два изолированных участка адлогенных закратерных отложений и дислоцированные породы осадочного чехла мишени, вскрытые в зоне импактных разломов по долине Туры.

Большое количество скважин, пробуренных в разные годы, изза узкоспециализированного характера работ и неполной документации оказалось малоинформативным в расшифровке особенностей строения и вещественного состава импактитов. Поэтому коптогенный комплекс астроблемы в целом изучен слабо. Особенно это касается импактного выполнения кратерной воронки, о котором практически ничего не известно, и закратерных отложений, изученных лишь по двум упомянутым выше пунктам. Низкая исследованность импактитов выражена, в частности, и тем, что несмотря на хорошую сохранность астроблемы её зывиты и тагамиты (материал по которым изучается и будет сообщён в дальнейших публикациях) известны пока лишь в переотложенном состоянии по единичным находкам.

Схематическая геология Рагозинской астроблемы приведена на рис.5, а разрез - на рис.6. Для большей наглядности неоген-четвертичный покров на геологической схеме астроблемы снят, и в перекрывающем комплексе показаны лишь породы ырбитской и куртамышской свит палеогена. По мере убывания интенсивности ударных деформаций и амплитуды смещения пород описание импактитов следующее.

<u>Аплогенные закратерные отложения.</u> Изолированные выходы этих отложений известны на севере астроблемы (левобережье Туры у пос. Восточный) и в её юго-восточном секторе (обнажения в долине реки Отрадновки).

Останец покрова закратерных отпожений, известный у пос.Восточного, сохранился от денудации благодаря неотектонической просадке подстилающего субстрата. В береговом обрыве Туры эти отпо-



Рис. 5. Геологическая схема Рагозинской астроблемы со снятым покровом неоген-четвертичных отложений. Стрелками указаны направ-

ление и протяжённость разреза, приведённого на рис.6. Заполняющий комплекс: I — отложения куртамышской свиты; 2 — OTпожения ирбитской свиты; 3 - отложения серовской свиты. Копто-<u>генный комплекс:</u> 4 - закратерные отложения центробежного донного потока: 5.6 - образования зоны пластического течения (цокольный ярус вала) и клиппено-мегабрекчиевые отложения центробежного донного потока (насыпной ярус вала) нерасчленённые, в том числе отдешифрированные (5) и перекрытые неоген-четвертичными ОТЛОЖСниями (6); 7 - контуры клиппенов и массивов с указанием их лито-логии и возраста пород. <u>Шокольный комплекс:</u> 8 - отложения серовпотии и возраста пород. <u>Шокольный комплекс:</u> 8 - отложения серов-ской свиты; 9 - отложения талицкой свиты; 10 - терригенные отложения турнейско-визейского возраста; II - известняки верхнего девона и турнейско-визейского ярусов карбона. 12 - границы гео-логических тел; 13 - разломы; 14 - контур истинного дна кратера по изогипсе 0 м; 15 - внешний контур цокольного яруса вала; 16 граница зоны импактных разломов.



Рис. 6. Схематический геологический разрез Рагозинской астроблемы по направлению, указанному на рис.5: I - заполняющий комплекс; Коптогенный комплекс: 2 - импактиты аллогенного выполнения кратерной воронки, 3 - зона пластичного течения, 4 - аутигенная брекчия, 5 - граница

зоны импактных разломов. Цокольный комплекс 6 - породы чехла, 7 - породы фундамента; 8границы достоверные (а) и предполагаемые(б); 9 - скважина.

жения образуют обнажение длиной до 300 м и видимой мощностью до 8-I0 м. Их кровлей являются пески и галечники куртамышской свиты, с размывом и неровным контактом надегающие на импактиты. Подошва аллогенных отложений находится ниже базиса эрозии и в обнажении не наблюдается.

Отложения данного покрова представляют хаотическое нагромождение глыб пёстрой по составу мегабрекчии, цементируемой псефито-псаммитовыми продуктами дробления. Цемент мегабрекчии – типичный мелкообломочный коптокластит, представленный обломками тех же пород, что и глыбы мегабрекчии. Эти глыбы, размером от I до 5-7 м, состоят из углисто-кремнистых сланцев нижнего карбона, аргиллитов и алевролитов, глауконито-кварцевых песчаников и реже гравелитов талицкой свиты, глинисто-кремнистых опок, глауконитовых песчаников и гравелитов серовской свиты и других раз-

ностей пород мишени.

Глыбы механически-жёстких пород, типа углисто-кремнистых сланцев, интенсивно раздроблены по всему объёму с образованием мелкообломочной сыпучки или структур дробления "мегагрис". Глыбы компетентных пород пластично-деформированы. Наблюдаются следы затекания и задавливания пластичных пород в промежутки и трещины между глыбами жёстких пород.

Пёстрый состав и структура хаотического нагромождения вместе со следами затекания пластичных пород позволяют считать описываемые образования типичными отложениями центробежного донного потока, "выплеснутыми" на расстояние до 8-IO км от центра кратера. Расплавного компонента в составе цемента мегабрекчий, а также жил псевдотахилитового подплавления в глыбах не отмечено.

Обнажения закратерных выбросов в долине Отрадновки в целом аналогичны и также представляют мегабрекчию пёстрого состава, цементированную мелкообломочным коптокластитом. Примесь импактного стекла отсутствует.

По данным мелких скважин, восточнее кратера астроблемы находятся остаточные массивы аплогенных отложений, частично погребённые под перекрывающими осадками различной мощности и состоящие из меклообломочных продуктов дробления различных пород. Более определённых сведений об этих отложениях нет.

Импактиты кратерного вала. Среди образований, слагающих кратерный вал астроблемы, известны клиппены, мегабрекчии и массивы пластично деформированных пород фундамента мишени, не утратившие с ним связи. Согласно принятой схеме расчленения, одни из этих образований (клиппены и мегабрекчии) представляют отложения центробежного донного потока, формирующие насыпной ярус вала, B то время как другие (массивы деформированных пород) относятся к продуктам зоны пластического течения, слагая цокольный ярус вала. На современной стадии изученности астроблемы разделение этих двух групп импактитов не представляется возможным, и на рис. 5 они показаны совместным подразделением. Исключением являются несколько структурных элементов в северном секторе вала, которые можно выделить как конкретные клиппены и массивы, однако даже N для этих элементов уверенная классификация оказалась возможной не всегда, о чём будет сказано ниже. Описание некоторых структурных элементов вала следующее.

В приустьевой части руч. Рагозинка, занимая правый склон его долины и далее гребень водораздела с абсолютными отметками 120-130 м. обнажаются два массива глинистых известняков верхнего девона, отдешифрированные контуры которых приведены в масштабе рис. 5. Известняки испытали интенсивное объёмное дробление, вплоть до превращения породы в естественный щебень. что позволипо разрабатывать их карьером почти без применения взрывных работ. В стенках карьеров наблюдается мегамасштабная пластическая Д8формация породы: смятие, коробление, подворот слоёв и их опрокинутое в центробежном направлении залегание. По особенностям пластической деформации и геофизическим данным мы интерпретируем эти массивы как выходы цокольного яруса вала, т.е. образования зоны пластического течения.

На восточной окраине д. Малахово находится вскрытый траншеей клиппен терригенных отложений нижнего карбона, отпрепарированный в рельефе субмеридиональной грядой с отметками IOO-I2O м. Породы клиппена интенсивно раздроблены и разлистованы, а ориентировка разлистования примерно параллельна контуру вала. Северозападнее этого клиппена находится так называемый Малехорский клиппен, отпрепарированный в рельефе возвышенностью 4CO на 600 м, с отметками гребня IOO-II5 м. Клиппен сложен глинистыми известняками и глинисто-кремнистыми сланцами верхнего девона, которые интенсивно раздроблены по всему объёму вплоть до образования естественных цебне-глыбовых масс. В промежутке между названными клиппенами встречаются мелкие выходы опок серовской свиты.

Структурное положение обоих клиппенов не вполне ясно. С одной стороны, их можно считать пластинами аллохтона, надвинутыми на деформированные породы осадочного чехла мишени, т.е. рассматривать как отложения центробежного донного потока. С другой стороны, их можно считать выдвинутыми вверх по плоскости наклона моноклинальной пачки пород фундамента пластинами, которые проткнули деформированные породы осадочного чехла, но не утратили связи с фундаментом мишени. Тогда это - полуотторженцы, формирующие цокольный ярус вала и относимые к продуктам зоны пластичного течения. Учитывая, что контур клиппенов вытянут в субмеридиональном направлении, согласно с региональным простиранием пород фундамента, последнее предположение нам представляется более вероятным. Описанные выходы палеозойских пород фундамента, единственные в районе, показывают, что вследствие пластического течения и клиппеновых движений породы палеозойского фундамента в зоне кратерного вала испытали вертикальный подъём с амплитудой до IOO м, что можно считать минимальной оценкой высоты свежего вала кратера над поверхностью мишени. Иллюстрацией латеральных смещений при образовании вала может служить пример развёрнутой гипербазитовой пластины в южном секторе кратера. Северный край этой пластины, как отмечается по геофизическим данным, был смещён к востоку на расстояние не менее I км от своего первоначального положения.

Мегабрекчии образуют несколько мелких выходов в долине DVY. Рагозинка. Одно из таких обнажений, в 600 м выше устья ручья, обследованное нами, представляет левобережный обрыв протяжением 10 15 и высотой до 4 м. где вскрывается контакт двух глыб, одна KN. которых сложена пластично деформированными пёстрыми глинами коры выветривания мезозоя, а другая - раздробленными до сыпучей дресвы аргиллитами талицкой свиты. Мощность мегабрекчиевых отложений в северной части кратера и прилегающих склонов вала, согласно скважинам, достигает 150-200 м. В скважинах мегабрекчии описаны Kak глыбовые и цебневые брекчии различных пород с псаммито-алевритовым цементом, залегающие под покровом отложений заполняющего комплекса, мощность которого меняется от первых метров до 30-50.

Деформированные породы зоны импактных разломов. В северном и восточном секторах зоны по долинам гидросети вскрываются незначительно замаскированные современными рыхлыми отложениями породы осадочного чехла мишени (в основном отложения талицкой и серовской свит). В этих породах отдешифрирована сеть радиальных и касательных по отношению к контуру кратера разломов. На фоне общего регионального плана дизъюнктивных дислокаций района, имеющих субмеридиональное или субширотное простирание, выявленная сеть Dasломов выделяется как аномальное по направлению и плотности поле деформаций. Образование этого поля мы связываем со взрывом Paroзинского метеорита и с учётом геофизических данных выделяем в качестве закратерной зоны импактных разломов, постеленно затухающих в породах мишени.

В завершение геологической характеристики астроблемы прокомментируем такую её особенность как асимметричность профиля кратерной воронки. Относительно крутые северо-восточные склоны этой



Рис. 7. Конусы разрушения в глинистых известняках девона, Малаховский клиппен.

воронки в сравнении с южными и западными мы объясняем анизотроп ностью мишени, породы которой, как говорилось выше, представляю наклонную на запад моноклиналь. Можно представить, что в тако мишени выпахивание кратерной воронки на восток происходило легч (скольжение пластин вдоль границ раздела), чем на запад (среза ние встречно-направленных пластин).

<u>Макроскопические критерии ударного метаморфизма.</u> В импакти тах Рагозинской астроблемы обнаружены специфические для ударног метаморфизма деформационные структуры в породах. К ним относятс конусы разрушения и брекчии "грис". Описание этих макродеформа ций неоднократно приводилось в литературе [7,13,34], и подробн на их характеристике мы останавливаться не будем.

Конусы разрушения широко развиты в выходах аллогенной брек чии у пос.Восточный, в породах Малаховского клиппена (рис.7) и других пунктах. В основном они приурочены к известнякам, глинистым известнякам и глинисто-кремнистым сланцам девона и карбона. По классификации [6] обнаруженные разности относятся к собственно конусам разрушения, которые образуют одиночные фигуры или их плоскостные комбинации, строго ориентированные в одном направлении (в момент образования - к центру взрыва). Ударные зеркала сколъжения не отмечены. Брекчии "грис" встречены в аллогенных закратерных отложениях, где они широко распространены по кремнисто-глинистым, кремнисто-углистым, карбонатно-кремнистым и другим механически-прочным породам девона и карбона.



Рис. 8. Планарные элементы в кварце из карбонатно-кремнистой породы девона. Шлиф I, николи скрещены, масштаб IOO мкм.

<u>Микроскопические критерии ударного метаморфизма.</u> В шлифах катаклазированных или раздробленных до состояния брекчии "грис" карбонатно-кремнистых пород девона, штуфы которых были отобраны из аллогенных отложений у пос. Восточного, обнаружен важный петрографический критерий ударного метаморфизма - планарные элементы в кварце (рис.8). Структура данных пород варьирует от среднедо мелкозернистой, а под микроскопом они представляют агрегати карбоната с изолированными или сообщающимися между собой скоплениями кварцевых зёрен. Планарные элементы содержатся примерно в I/4-I/5 от общего числа просмотренных кварцевых зёрен. В предепах вмещающего зерна минерала планарные элементы образуют I - 2 системы и обычно приурочены к краевой части таких зёрен; реже они захватывают всё зерно целиком.

Гистограмма распределения ориентировок полюсов планарных элементов относительно оси С кварца приведена на рис.9; главный максимум гистограммы соответствует полюсам планарных элементов по {IOI3}. С использованием диаграммы Е.П.Гурова [IO] по процен-



Рис. 9. Гистограмма распределения ориентировок полюсов планарных элементов в кварце относительно оси С минерала. Карбонато-кремнистая порода девона, 50 замеров. диаграммы E.II.Гурова [10] по процентному соотношению ω [10]3}, π [10]2} и "базальной" (000] систем планарных элементов приближённые оценки величины ударного давления в зёрнах минерала, испытавших пластическую деформацию, составляют 14-14,5 ГПа.

Данные оценки являются максимапьными, поскольку основная часть зёрен кварца не содержит пластических деформаций, и следовательно, среднее ударное давление, испытанное этой породой, будет ниже. Такое давление будет иметь величину где-то в интервале между максимальным значением I4-I4,5 ГПа, найденным выше, и динамическим пределом упругости кварца. По данным [36], этот предел может сникаться до 3,5 ГПа, и как считается, ниже этих давлений планарные элементы в кварце не возникают.

ж - В оценке Р.Грива и П.Робертсона [30] давление ударной волны, вычисленное экстраполяцией, при котором в кварце уже не возникают планарные элементы, составляет 5,5 ГПа. Здесь же отметим, что в обломках большинства кварцсодержащих пород из аллогенных брекчий у пос. Восточный, включая и углисто-глинистые сланцы фундамента, кварц не содержит планарных элементов. Следовательно, ударные давления в этих породах в основном не превышали динамического предела упругости кварца (3,5-10,5 ГПа), и в целом материал закратерных выбросов данного обнажения испытал низкоамплитудный ударный метаморфизм не более первой ступени по [38].

Возраст- астроблемы

По стратиграфической шкале время Рагозинского импактного события устанавливается довольно точно. Как отмечалось, actpodлема является внутриформационным объектом по отношению к серовской свите , нижние горизонты которой послужили в качестве пород мишени (обломки пород серовской свиты имеются в составе аллогенных отложений), а верхние горизонты - в качестве заполняющего (перекрывающего) комплекса. Таким образом, астроблема возникла где-то в конце раннего зоцена. Согласно схеме международной геохронологической комиссии от 1965 г., возрастной интервал раннего зоцена составляет от 58,4 + 4 (нижняя граница) до 51 + 3 млн. лет (верхняя граница). Последнее значение можно принять в качестве абсолютного возраста астроблемы.

Параметрические оценки и некоторые реконструкции

Глубина экскавационной впадиныd_э, т.е. глубина границы раздела, выше которой материал мишени был выброшен по баллистическим траекториям, с использованием эмпирической формулы, предложенной _P_Гривом (взята из [I7]):

d 3(KM)=0,06D¹,I(KM),

где D — диаметр видимого кратера, составляет 0,67 км и несколько превышает наблюдаемую глубину истинного дна кратерной воронки 0,58-0,59 км. Подобное несоответствие, которое становится ещё более выраженным для кратеров большего размера, объясняется эффектом вспучивания дна за счёт образования центрального поднятия (см. ниже).

Зона закратерных импактных разломов, отдешифрированная на периферии астроблемы, хорошо вписывается в понятие зоны приповерхностного разрушения, обычно окружающей кратеры астроблем.Отметим, что по данным [23] о подземных взрывах, обычно далее всего в породы мишени распространяются радиальные разломы.

Энергия взрыва Е. По эмпирической зависимости Р.Б.Болдуина [25], приведённой в работе [17], а именно:

lgD(KM)=0,32841gE(3pr).

энергия Е Рагозинского взрыва оценивается в I,09·10²⁰дж или 0,26·10⁵Мт, однако представляется чрезмерно завышенной. По формуле $E_{(MT)}=2,4D^{3,4}(\kappa_M)$, которая заимствована из работы [27] и, по данным [23], даёт достаточно полное представление о порядке величины энергии взрыва

для земных гравитационных кратеров, энергия Рагозинского взрыва составляет I,76·IO¹⁹дж или 4,2·IO³Мт. Это значение энергии взрыва мы используем для дальнейших оценок и реконструкций.

Масса метеоритов с Землёй, которая по [37] составляет столкновения метеоритов с Землёй, которая по [37] составляет 24,6 км/с, и считая удар вертикальным, из соотношения $E = mV^2/2$ можно оценить массу и размеры метеорита, принимая его изометричным. Масса Рагозинского метеорита определяется в 58 млн тонн, а его диаметр для варианта железного тела (P=7,9 г/см³) составляет 250 м, а для варианта каменного тела типа хондрита Lили Hгруппы (P=3,5 г/см³) - 320 м.

Г л у б и н а в з р и в а. В отличие от ядерного или химического взрыва, энергия метеорита передаётся в мишень не столь быстро (как для ядерного взрыва) и не из фиксированного точечного центра, а на некотором пути торможения, проходя который метеорит будет углубляться в породы мишени. Это – период так называемой стадии сжатия, которая протекает до тех пор, пока встречная ударная волна, возникшая в метеорите от контакта с мишенью, не достигнет тыловой поверхности этого метеорита. Глубину, которой достигнет метеорит в породах мишени, прежде чам окончится стадия сжатия, с известной долей погрешности можно считать глубиной,где в мишень передаётся основная часть энергии метеорита, или глубиной взрыва. Согласно работе [33], для метеоритов, имеющих достаточную плотность (железных или каменных, но не ледяных) при ско-

рости падения свыше 15 км/с, глубина проникновения в грунт (глубина взрыва) составляет от I до I,5 диаметров этого метеорита на момент окончания стадии сжатия. Таким образом, глубина взрыва для Рагозинского события составляла от 300 до 500 м, а с учётом водной прослойки моря и рыхлых пород чехла мишени могла быть и выше.

Затухание ударной волны. Поданным [19, 24 и др.], обобщённым в работе [15] в виде уравнения P_(кбар)=0,2E⁰,9 (мт)^{z-2},7 (км),

Г(кбар)^{=U,2E^{*}'(Мт)^{z^{-C}}'(км)^{*} где Р – давление на фронте ударной волны, можно оценить глубину z положения той или иной изобары ударной волны в некотором шаровом секторе под эпицентром взрыва. Расчётное затухание ударной волны в этом секторе относительно глубины взрыва приведено в нижеследующей таблице:}

Р,ГПа	500	100	60	30	20	15	IO	5	I	0,5
z, KM	0,38	0,69	0,83	I,08	I,25	I,39	I,62	2,09	3,79	4,90

Для оценки глубины положения той или иной изобары относительно поверхности мишени к вычисленным значениям z необходимо добавить глубину проникновения метеорита в мишень - 0.3-0.5 км.

Обратите внимание на то, что радиус кратера астроблемы 4,5 км и расчётное значение z=4,9 км для изобары 0,5 ГПа очень близки, если эту глубину продолжить в виде радиуса из центра взрыва до поверхности мишени. В таком же геометрическом соотношении находится глубина z для изобары 0,5 ГПа и радиус воронки кратера (450 м) для мегатонного заглубленного на IOO м взрыва в пористых породах, затухание ударной волны от которого приведено на рис.I4 в работе [26]. Таким образом, имеется геометрическое подобие, с одной стороны, в условиях затухания ударной волны, а с другой в некоторой критической её амплитуде, определяющей диаметр кратера, для Рагозинского взрыва и эксперимента [26].

Принимая, что для импактного плавления большинства горных пород (кроме базитов и некоторых других) достаточно ударных давлений порядка 60 ГПа, и аппроксимируя зону этого плавления полусферой радиуса 0,83 км, получим, что объём импактного расплава, созданного Рагозинским взрывом, составляет I,2 км³, а глубина

окончания зоны плавления под эпицентром взрыва составила I,I-I,3 км от поверхности мишени. Значительная обводнённость пород мишени существенно снижает порог критических ударных давлений, при которых начинается импактное плавление, и поэтому наша оценка объёма расплава – минимальная.

Обращает на себя внимание и тот факт, что на примере импактитов у пос. Восточный можно видеть, как породы мишени с низкоамплитудным ударным метаморфизмом были вынесены на расстояния более 2 радиусов кратера от центра взрыва. Для отложений взрывного облака подобная дистанция типична, но для отложений центробежного донного потока, каковыми являются мегабрекчии у пос.Восточный, представляется значительной. Как особенность Рагозинской астроблемы мы склонны объяснить этот факт тем. что взрыв произошёл в сильно обводнённых пористых породах, а также захватил толщу морской воды некоторой мощности. Поэтому к действию собственно ударной волны добавилось ещё избыточное давление (не MeHee 0, І ГПа) со стороны практически мгновенно испарённой морской и поровой воды, заключённой в объёме мишени с постударным остаточным разогревом более 100°С. По шкале [38] такой разогрев горных пород происходит после снятия ударных давлений порядка ІО ГПа и выше, и для масштабов Рагозинского взрыва объём этих пород составил порядка 7-8 км⁵. Кроме увеличения механического эффекта взрыва, действие водяных паров сильно снизило внутреннее трение в движущейся обломочной массе за счёт её флюидизации, что способствовало "растеканию" центробежного донного потока на большие расстояния. В этом отношении Рагозинская астроблема сходна C Карским метеоритным кратером, в котором отложения центробежного донного потока были "выплеснуты" на расстояние до 30 км за борт кратера, т.е. более, чем на 2 его радиуса, считая от центра [14].

0 центральном поднятии кратера Рагозинской астроблемы (к проблеме происхождения сложных кратеров)

Как известно, в зависимости от размера, метеоритные кратеры бывают простые (чашевидная воронка, отношение h/D=0,n, где обычно I<n<4) и сложные (появляется центральное поднятие, внутренний кольцевой вал или их комбинация, а отношение h/D=0.0n). Уплоцённость, мерой количественного выражения которой служит приводимое соотношение h/D . и дополнительные элементы структуры (морфоструктуры) являются наиболее важными признаками сложного кратера. Среди элементов, усложняющих структуру такого кратера, на первое место можно поставить центральное поднятие. В CTDVKTVDO (морфоструктуре) сложного кратера это поднятие выражается pasлично. В одних случаях оно выделяется в рельефе истинного дна (как. например. в Рагозинской астроблеме) или даже в морфоструктуре сложного кратера, возвышаясь над его видимым дном. В других случаях центральное поднятие в профиле истинного дна кратера He выделяется. Однако из реконструкции глубины зон ударного метаморфизма (особенно, зоны импактного плавления) и геологических наблюдений однозначно следует, что в эпицентре сложного кратера, даже если в профиле его дна нет центрального поднятия. всегда имел место значительный подъём умеренно импактированных пород мишени относительно своего исходного залегания. Иными словами. центральное поднятие в таких кратерах тоже существует, хотя оно выражено в неявном виде. Значительный подъём пород в центре сложного кратера можно подтвердить на примере Рагозинской астроблемы, для которой оцененная выше глубина зоны импактного плавления составила 0,83+(0,3-0,5) км, а глубина истинного дна в HEHTDE кратера всего 0,45 км. Проблема происхождения центрального поднятия - один из ключей к пониманию генезиса сложных кратеров.

Эмпирическим путём на большом статистическом материале по морфометрии кратеров на разных планетах было показано, что смена простых форм сложными с ростом размеров кратера контролируется силой тяжести, присущей тому или иному планетному телу [23].Так, на Луне (ε =162 см/с²) смена морфологии кратеров происходит в интервале диаметров IO-20 км [35], на Меркурии (ε =362 см/с²) - при диаметре 7-IO км [28], а на Земле (ε =982 см/с²) - при диаметре от 2,5 км (осадочная мишень) до 6 км (кристаллическая мишень) согласно [21].

Проблема происхождения сложных кратеров не раз обсуждалась, и на этот счёт было предложено много гипотез, однако, как было отмечено в одном из недавних обзоров [23], причины образования таких кратеров и центральных поднятий в них остаются неясны. Одна группа гипотез объясняет появление сложных кратеров за счёт действия различных постимпактных процессов, протекавших либо за

геологически значимое время (изостазийная релаксация [II]), либо на стадии ранней модификации кратера, вплоть до того, что часть выброшенного материала находилась ещё в движении (потеря устойчивости под бортом и так называемый коллапс транзитного кратера [27]). Гипотезы второй группы связывают изменения морфологии R больших кратерах с особенностями механизма их экскавации (влияние нарастающей с глубиной прочности пород мишени [31], упругая отдача [2] и др.). Геологические данные на примере хорошо -VEN ченных земных астроблем (Попигайской, Болтышской и др. [9]) показывают, что центральные поднятия и внутренние кольцевые валы являются сингенетичными элементами структуры (морфоструктуры) этих астроблем и возникли быстро, на стадии экскавации или в её 38вершающую фазу, поскольку контролировали отложение импактитов и их раннее перераспределение (стекание импактного расплава с вершины центрального поднятия или гребня внутреннего кольцевого вала - Болтышская [9] и Попигайская [4] астроблемы; зювитовый 116мент между блоками гнейсов на гребне внутреннего кольцевого вала Попигайской астроблемы [4] и т.д.). Попутно отметим, что для такого многокольцевого бассейна, как Попигайская астроблема, наряду с сингенетичным наблюдается и наложенный внутренний кольцевой вал, образованный в ходе длительной геологической эволюции acтроблемы [4].

Одной из наиболее интересных гипотез второй группы является работа [32], которую, к сожалению, мы не встретили в русском издании. В ней сделана попытка учесть влияние силы тяжести на процесс латеральной экскавации кратера и морфоструктуру насыпного яруса отложений с учётом того, что скорости выброса материала в импактном процессе лимитированы известным пределом, а масштаб взрыва, диаметр кратера и относительная дальность переноса материала за контур кратера могут быть различны. Ограниченная CKOрость выбросов, но широкий диапазон масштабов взрыва (и диаметра кратеров) - важные особенности импактного кратерообразования на планетах. Их мы рассмотрим в дальнейшем как масштабный эффект экскавации (МЭЭ). Для земных кратеров роль МЭЭ в образовании сложного кратера за счёт латерального перераспределения насыпного аллогенного материала (применительно к чему этот эффект рассматривался в работе [32]) не подтвердилась. Уплошённость этих кратеров и появление сингенетичных внутренних валов в их

пределах оказались связанными с рельефом поверхности истинного дна кратера, а не с профилем покрова насыпных отложений.

В соответствии с гипотезой упругой отдачи [2 и др.] одним из авторов был предложен качественный механизм образования центрального поднятия за счёт возвратно-центростремительного движения грунта мишени в некотором шаровом секторе под центром взрыва: это движение происходит после снятия ударных давлений [4]. Реконструкция поля динамических напряжений за фронтом **VДАрной** волны и движение грунта в этом механизме принимались соответственно модели импактного процесса по Д.Гаулту [29]. Недостаток предложенного механизма в том, что отмечая особое движение грунта , способное образовать центральное поднятие, этот механизм не накладывает ограничений на масштаб процесса. Таким образом. OH не объясняет, почему в лабораторных и малых земных METHODNTHUX кратерах центрального поднятия нет, а в больших оно появляется. С использованием МЭЭ мы попытаемся качественно очертить те масштабные границы процесса кратерообразования, при которых экскавация по схеме [4] способна образовать центральное полнятие.

Согласно энспериментальным и теоретическим данным по механике ударно-взрывной экскавации [23,29 и др.] в движении грунта при кратерообразовании выделяются две зоны (рис.10):



1 12 13 14

Рис. IO. Схематическое движение грунта при образовании кратера: I – мишень; 2 – граница зоны латерального центробежного течения; 3 – граница зоны сжатия; 4 – траєктории движения выбросов. I. Зона латерального центробежного выброса и течения, выклинивающаяся к поверхности. Результирующая скорость движения частиц в этой зоне складывается из векторов массовой скорости движения за фронтом ударной волны (ФУВ) и переменного по направлению вектора скорости квазиупругого расширения вещества в волне разгружения (ВР). Итоговое движение частиц в этой зоне происходит по криволинейным траекториям с некоторым углом « по отношению к исходной поверхности мишени.

2. Зона сжатия, занимающая некоторый шаровой сектор пол эпицентром взрыва. Итоговое движение частиц в этой зоне также формируется под действием упомянутой выше комбинации двух векторов скорости. Однако в зоне сжатия иная геометрия поля динамических напряжений (изобары ВР примерно концентричны друг другу и ФУВ), а влияние свободной поверхности меньше. Как отмечено в работе [], условия ударно-волнового процесса здесь близки к таковым для подземного взрыва. Поэтому трасктория движения частиц в зоне сжатия более сложная и распадается на две ветви: радиальноцентробежное движение, а затем возвратно-центростремительное. В полной мере центростремительность будет соблюдаться лишь для частиц, расположенных на вертикальной оси под центром взрыва; частицы на других радиальных направлениях под влиянием свободной поверхности будут несколько отклоняться от строго центростремительного направления, и тем больше будет такое отклонение, чем более пологие радиальные направления мы будем выбирать. Но в целом движение частиц грунта в зоне сжатия отличается от движения в зоне латерального выпахивания и может быть представлено как возвратно-центростремительное. Об этом указывают и экспериментальные данные по разлёту вещества, например [22], согласно которым при высокоскоростном ударе возникает три зоны разлёта: DaHний кумулятивный выброс под углом 60-65° от горизонтали, поздний выброс под углом около 20° (4/5 всей выброшенной массы) и выброс под углом 90° к поверхности мишени, который происходит из центра взрива за счёт упругого восстановления после сжатия.

Во временном срезе импактного события движение частиц в названных зонах также различно: выброс грунта из зоны сжатия "запаздывает", если рассматривать конкретную совокупность частиц мишени в каждом полусферическом сечении с некоторым радиусом из центра взрыва. "Запаздываение" следует как из механики ударноволновых процессов при внедрении метеорита в грунт, так и из геометрии движения частиц в обеих зонах.

Для упрощения подхода при характеристике механизма образования центрального поднятия за счёт упругого восстановления грунта в зоне сжатия ограничимся анализом движения частиц мишени. которые расположены на вертикальной оси под центром взрыва, 8 также в прилегающем шаровом секторе пространства с некоторым телесным углом раствора. Будем считать, что угол раствора этого сектора настолько мал, что центробежное смещение вектора возвратного движения грунта ещё не отклоняется от вертикального направления вверх. В создании центрального поднятия, согласно механизму упругой отдачи, будет участвовать возмущённый грунт и NЗ других шаровых секторов зоны сжатия, однако центробежное смещение за счёт влияния свободной поверхности здесь будет прогрессивно нарастать. Учесть такое смещение довольно трудно, и движение грунта из остальных частей зоны сжатия мы не рассматриваем.

Скорость падения метеоритов на Землю ограничена и варьирует от II,2 до 72 км/с [20]. Из ограниченности скоростей соударения следует и ограниченность скорости движения выбросов из кратера, особенно если пренебречь кумулятивными явлениями на стадии касания метеорита с мишенью. Кумулятивные струи ("ранние" выбросы) могут иметь скорость, большую чем скорость падения метеорита (например, IO-30 км/с при скорости ударника 5-IO км/с, данные [23]), но масса их очень мала. Поэтому главная кратерообразующая роль принадлежит так называемой "основной" части выбросов, которые движутся много медленнее. Максимум скорости таких выбросов, относимый к разлёту ударно-испарённого вещества мишени, оценивается уровнем 2-4 км/с или несколько более [23].

Возможны различные комбинации физических свойств мишени и ударника, а также скорости их соударения. Из этого следует разнообразный спектр начальных параметров импактного процесса, в том числе и максимальной скорости разлёта основной части выбросов. Однако для дальнейшего анализа мы примем некоторый стандартный вариант этого процесса, а именно: на однородной мишени и с однотипным ударником постоянной скорости. Тогда, вне зависимости от масштаба процесса, можно считать, что он будет иметь одну и ту же максимальную амплитуду УВ и одно и то же значение максимальной скорости разлёта основной части выбросов. Примем, что макси-

мальная скорость таких выбросов в нашем стандартном импактном процессе составляет 4 км/с.

Минимальная скорость таких выбросов (V_{МИН}), т.е. минимальная скорость отрива куска породы под действием растягивающих усилий ВР зависит от прочности этой породы и приближённо может быть оценена по формула [32]:

pv²≈ K6, 0,2 ≤ K ≤ 0,4,

где 9 - плотность, г/см³, а с - прочность породы, дин/см². Качественные оценки [32] для типичных горных пород с прочностью (0.05-0.5).10⁹ дин/см² показывают, что минимальная скорость OTрыва для этих пород колеблется от 20 до 50 м/с. Подчеркнём. UT0 указанные оценки представляют минимальную скорость отрыва ДЛЯ горных пород в масштабе нетрещиноватого лабораторного образца, линейный размер которого примем IO см. Минимальная скорость OTрыва V соответствует тому критическому порогу растягивающих усилий ВР, выше которых возмущённая среда участвует в движении на выброс. а ниже - нет.

С ростом размеров образца, а тем более, при переходе от лабораторных штуфов к геологическим телам, прочность горных пород будет снижаться за счёт всё большего количества трещин и других дефектов. Зависимость прочности материала от размеров образца, как показали данные [I2], может быть приближённо описана обратно пропорциональным соотношением степенного типа:

c ≈ c/10,477,

где L - размер образца. Снижение прочности с ростом размеров образца (или характеристических размеров возмущённой геологической среды) предполагает, что минимальная скорость отрыва (или движения на выброс), создаваемая растягивающим усилием BP, также dvдет снижаться по некоторой зависимости, обратно пропорциональной размеру образца (характеристическому размеру возмущённой среды). В пределе можно представить, что при достаточном увеличении размеров возмущённой среды даже малые импульсы, создаваемые BP, будут реализованы в экскавационном процессе (силу тяжести пока B расчёт не принимаем), и вполне возможно движение на выброс больших масс горных пород со скоростью, например, I м/с или менее. В пределах оценок можно принять, что снижение величины Vиин ДЛЯ образцов мегамасштаба (геологических тел) можно описывать соотношением, заимствованным из работы [32], т.е.

 $v_{\rm MNH} \approx \sqrt{c\,K/\rho} \;,$ а связь прочности и размеров образца в масштабе геологических тел подчиняется соотношению из работы [12], указанному выше.

Оценим согласно принятым зависмостям снижение V мин с ростом размеров образца до масштабов геологических тел для типичных пород, охарактеризованных величиной У мин 20 и 50 м/с в работе [32]. Исходные данные следующие: для пород с минимальной скоростью отрыва 20 м/с в масштабе лабораторного образца со=5.107 дин/см2. K=0,2, p=2,5 г/см³; для пород с той же скоростью, равной 50 м/с $c_0=5\cdot10^8$ дин/см², K=0,2, p=4 г/см³. "Образец" геологического масштаба интерпретируется как сегмент шаровой поверхности с некоторой толщиной, который залегает под эпицентром взрыва и испытывает одинаковый импульс ВР для движения на выброс по всей своей поверхности. При этом примем, что умаметр" образца" DABEH его глубине от поверхности мишени. Это позволяет связать снижение с и V мин пород мишени с ростом глубины эскавации h . По принятой схеме оценка V инн, например, для глубины экскавации I кы составила 1,3 и 3,2 м/с для пород с с равной 5.10' и 5.108 дин/см² соответственно.

Обратимся к диаграмме, которая показывает зависимость CKOрости выброса частиц грунта от их глубины под центром B3DHB8 (рис.II). Предварительно отметим, что в зоне сжатия вес вышележащих толщ снижает глубину минимально возможных движений экскавации. поскольку соответственно уменьшает импульс движения BH выброс, полученный средой от ВР. Простейший графический анализ для взрывов разного масштаба показывает, что снижение глубины экскавации за счёт силы тяжести будет нарастать для кратеров бопьшего масштаба. Для масштаба Рагозинской астроблемы, даже если принять глубину зоны экскавации 2 км, давлением вышележащих толщ (0,054 ГПа) в сокращении глубины минимально возможных **ЛВИЖений** на выброс можно пренебречь.

Скорость движения частиц грунта на выброс У зависит от импульса, сообщённого ВР. Поскольку он, в свою очередь, зависит от амплитуды УВ, затухающей с глубиной, то снижение ∇ от 4 км/с до до V_{мин} можно представить некоторой степенной зависимостью V₃ = = f(h), где h - глубина под центром взрыва. Для графического изображения на рис. II условно примем, что эта зависимость в случае нашего идеализированного разреза (однородная мишень) корре-



Рис. II. Качественная зависимость скорости выбросов от глубины экскавации для принятой совокупности стандартных импактных событий разного масштаба:

I - линии минимальных скоростей выбросов (семейство AB); 2 - зависимость скорости экскавации материала мишени от глубины под центром взрыва (семейство V₃ = f(h); 3 - линии предельного рубежа экскавации ПРЭ для высоты максимального подъёма грунта, равной 0,5h₃ и I h₃; 4 - глубины общей и баллистической экскавации грунта для кратера диаметром 2,5 км в осадочной мишени; 5 - глубины общей и баллистической экскавации грунта для кратера диаметром 6 км в кристаллической мишени. Стрелками а,б,в указаны глубина взрыва h_B, глубина баллистической экскавации d₃ и общая глубина экскавации h₃ соответственно для Рагозинской астроблемы. Обратите внимание, что глубины баллистической экскавации d₃ для этой астроблемы, полученные графически на рис.II (0,71 км для ПРЭ=h₃) и согласно формуле P.Грива (0,67 км), очень близки. пирует с законом затухания ударного давления в такой прямо пропорциональной связи, что может быть представлена линиями с таким же углом наклона, как и для затухания амплитуды УВ с глубиной, рассчитывавшегося выше.

Зависимость V_{МИН} от глубины экскавации на рис.II показана линиями семейства AB, рассчитанными по принятой выше схеме. Эти линии на оси абсцисс (масштаб лабораторного образца) заканчиваются в интервале скоростей 20-50 м/с. Очевидно, что для пород с прочностью, лежащей в интервале между выбранными граничными значениями 60, семейство линий AB будет представлять всю совокупность зависимостей V_{МИН} от глубины.

Вынесем на рис. II семейство прямых V_=f(h), каждая из которых будет отражать зависимость скорости выбросов от глубины под эпицентром для взрывов разного масштаба. По условиям задачи, верхний предел скоростей для этого семейства ограничен значением 4 км/с. Поскольку глубина взрыва (глубина проникновения метеорита в мишень) зависит от его масштаба, то лишь для микрометеорных взрывов грунт будет выбрасываться со скоростью 4 км/с непосредственно с уровня исходной поверхности мишени. Для взрывов нарастающей мощности максимальные скорости выброса грунта по оси удара будут свойственны некоторой глубине h, соответствующей глубине проникновения метеорита в мишень. Для Рагозинского взрыва мы приняли эту глубину равной 0,3 км. Глубина экскавации d, для точек, лежащих на линиях семейства V2, будет складываться, таким образом, из глубины под центром взрыва и глубины проникновения метеорита в мишень h_в. Нижним пределом прямых V₂ будет точка пересечения этих прямых с одной из линий семейства АВ. Каждая точка, образованная таким пересечением, очевидно, отвечает конкретному кратеру, на глубине h под центром взрыва которого движение грунта на выброс прекратилось.

Из рис.II следует, что градиент затухания скоростей выброса под центром взрыва и мощность зоны экскавации для кратеров разного размера сильно меняется. Так, если для кратера, глубина зоны экскавации которого отмечена точкой С на линии AB^{*}, затухание скоростей выброса от 4 км/с до ^V_{мин} произошло на глубине IO м,то

ж - Тормозящее действие атмосферы, которое препятствует образованию таких кратеров на Земле, не учитывается.

для кратера, отмеченного точкой D, такое же затухание произойдёт на глубине I км и т.д. Конечный предел скоростей выброса грунта при растущей с масштабом взрыва мощностью зоны экскавации и есть тот самый МЭЭ, с помощью которого мы рассмотрим причины появления центрального поднятия.

Грунт, выброшенный из каждой точки под центром взрыва, движется в поле силы тяжести. При этом часть материала мишени выбрасывается с такими скоростями, что попадает в состав взрывного облака или центробежного донного потока и в конечном счёте образует аллогенное выполнение кратерной воронки (баллистический или полубаллистический тип экскавации). Другая часть материала мишени, представленная достаточно низкоскоростными выбросами, будет только подброшена, взрыхлена или испытает связное движение малой амплитуды. Такие низкоскоростные, слабо перемешанные ПООЛУКТЫ зоны пластического течения (связный тип экскавации) слагают днище кратерной воронки и подстилающие структуры астроблемы. Oveвидно, что для кратеров разного размера рубеж скоростей, при которых "баллистический" тип экскавации сменяется "связным", будет различен. Оценить этот рубеж довольно трудно, тем более, что для каждой конкретной мишени и кратера он индивидуален.

Для качественного понимания роли МЭЭ в образовании центрального поднятия условно примем, что слагать это поднятие будут только те породы возмущённой среды, экскавационная скорость движения которых была меньше или достаточна для их выброса только на уровень исходной поверхности мишени. После этого материал падал или оседал обратно в кратер, образуя взрыхленную структуру центрального поднятия. Критическая скорость выброса V_{крит}, удовлетворяющая данному условию, и глубина h_Э для того или иного элемента возмущённой среды под эпицентром взрыва связаны соотношением

$$h_{\Im} = V_{KDMT}^2/2g.$$

На рис. II это соотношение представлено линией предельного рубежа экскавации (ПРЭ) равной h_Э. В качестве другой приемлемой оценки рубежа скоростей, разделяющих "баллистический" и "связный" типы экскавации, при котором материал мишени идёт на образование центрального поднятия, можно принять ПРЭ=0,5h_Э, линия которого также показана на рис. II.

Линия ПРЭ образует ряд интересных точек на пересечении с

семействами прямых V_{МИН} и V_Э, а кроме того, делит диаграмму рис. II на два поля. Нижнее поле, или поле I, ограниченное линиями V_{МИН} и ПРЭ, отвечает той области зоны сжатия кратеров, возмущённый материал из которой согласно условию пойдёт на создание центрального поднятия. Поле П отвечает той области зоны сжатия, материал из которой примет участие в составе аллогенного выполнения кратерной воронки или будет выброшен за её пределы.

Точки E_I, E₂ и т.д., лежащие на пересечении линии ПРЭ с линиями V_Э, характеризуют конкретные глубины для нашей совокупности кратеров, ниже которых возмущённый материал мишени начинает принимать участие в создании центрального поднятия. Отчётливо видно, что относительная мощность материала мишени, "потерянного" для образования центрального поднятия, прогрессивно сокращается с ростом размеров кратера.

Наконец, особо интересной является группа точек F. лежащих на пересечении линии ПРЭ с семейством прямых АВ. Каждая из таких точек делит диаграмму рис. II на две половины по ординате. Верхняя половина диаграммы соответствует тем кратерам, из зоны сжатия которых весь получивший движение на выброс материал перейдёт в состав аллогенного выполнения кратерной воронки. Для TAKNX кратеров (группа М) центральное поднятие, таким образом, совершенно исключается. Нижняя часть диаграммы соответствует кратерам. в которых та или иная часть материала мишени, возмущённого в зоне сжатия, пойдёт на образование центрального поднятия. Эти кратеры мы выделяем в качестве группы ». Для кратеров группы М глубина экскавации и глубина истинного дна совпадают; для кратеров группы N обе границы различны, и чем больше диаметр кратера. тем мощнее область возмущённой среды, которая пошла на создание центрального поднятия. Таким образом, для кратеров группы и глубина экскавации больше, чем глубина истинного дна. С этим выводом хорошо согласуются данные рис. II из работы [3], показывающие. что под дном малых земных метеоритных кратеров мощные линзы брекчии отсутствуют. Их, как отмечает Р.Б.Болдуин, там в действительности и не найдено.

Семейство точек F, образуя некоторую переходную зону, отмечает то обстоятельство, что в малопрочных породах минимально возможные размеры кратеров группы N меньше, чем в прочных породах. Вместе с тем, точки семейства F ещё не характеризуют мини-

мального размера кратеров, у которых появляется центральное поднятие. Малые порции материала из зоны сжатия, которые не перешли в состав аллогенного выполнения кратерной воронки, ещё не создают центральное поднятие как элемент структуры кратера. Появление поднятия становится возможным, начиная лишь с некоторого порогового соотношения мощности "связно" движущегося материала и общей мощности зоны экскавации. Если задаться любым конкретным значением такого соотношения, то, обращаясь к рис.II, можно видеть, что для кратеров в малопрочных породах оно будет достигнуто быстрее, чем для кратеров на прочной мишени. Именно в такой последовательности происходит для земных кратеров смена простой KDaтерной формы на сложную, вначале на осадочной, а затем на KDNCталлической мишени.

Попробуем оценить минимально-возможное соотношение мощностей всей зоны экскавации и "связно" движущегося материала мишени, при котором в земных метеоритных кратерах появляется центральное поднятие. По зависимости Р.Грива, оценивающей глубину баллистической экскавации из диаметра кратера (что мы уже использовали для оценки глубины экскавационной впадины в Рагозинской астроблеме, см. више), глубины баллистической экскавации для кратеров диаметром 2,5 км (осадочная мишень) и 6 км (кристаллическая мишень) составляют 164 и 430 м соответственно. Переходя к системе соотношений, приведённых на рис.II, получим, что общая мощность зоны экскавации для этих кратеров составит 350 м (осадочная -ИМ шень) и 900 м (кристаллическая мишень). Очень интересно, что по-ЛУЧИВШИЕСЯ СООТНОШЕНИЯ МОШНОСТЕЙ ЗОНЫ "СВЯЗНОГО" ДВИЖЕНИЯ И ВСЕЙ зоны экскавации в обоих случаях одинаковы. составляя 0.53 ДЛЯ осадочной и 0.52 для кристаллической мишени.

Полученная схема образования центрального поднятия построена для кратеров, возникших на породах разной прочности, но равной плотности. Учитивая, что минимальная скорость отрива (выброса) зависит ещё и от плотности пород, диаграмма рис. II может быть перестроена, и в системе равная прочность – разная плотность" будет своё семейство линий АВ. На такой диаграмме, которая здесь не приводится, семейство точек F будет подчёркивать то обстоятельство, что в более плотных породах минимальный размер кратера группы N будет меньше, чем для кратера этой же группы в менее плотных породах.

Реальные мишени обычно представляют комбинации различных по своим прочностно-плотностым свойствам пород, и граница размерности, при которой будет происходить смена кратеров группы М на кратеры группы N (и, с поправкой на увеличение масштаба объекта, смена простой формы на сложную), может колебаться. Однако основным фактором, который определяет возможность образования центрального поднятия и минимальный размер таких кратеров, в рамках механизма упругой отдачи является абсолютный градиент затухания скорости выбросов с глубиной, т.е. действие МЭЭ.

Завершая характеристику механизма образования центрального поднятия в Рагозинской и других астроблемах, отметим ещё ОДИН фактор, способствующий появлению таких поднятий в больших кратерах. Длительность ударно-сжатого состояния пород мишени в некотором шаровом секторе под центром взрыва всегда больше, чем в прилегающей зоне приповерхностного импактирования [8]. Таким образом. согласно представлениям В.Н.Николаевского [18]. здесь создаются более благоприятные условия для роста трещин и разуплотнения пород. В особенности это касается процессов большого Macштаба, где ударно-сжатое состояние для пород мишени может продолжаться до нескольких секунд. Разуплотнение и вспучивание TOрод, происходящее после разгружения от таких длительных нагрузок как в зоне экскавации, так и под ней, будет усиливать действие рассмотренного механизма образования центрального, поднятия, вызывая ещё больший подъём линии истинного дна кратера.

В заключение работы отметим, что Рагозинская астроблема первый метеоритный кратер на Урале - стимулирует новое направление в геологическом изучении этого интересного и важного региона. Определённый резерв неоткрытых астроблем здесь, несомненно, имеется. Их поиски и детальное изучение помимо общепознавательного значения могут выявить магмо- и рудоконтролирующую роль метеоритных кратеров в становлении и металлогенической специализации отдельных структур Урала. Заслуживает внимания постановка детальных работ и на самой Рагозинской астроблеме.

I. Алексеенко В.Д., Рыков Г.В. Некоторые экспериментальные данные о параметрах волн напряжений в грунтах при подземном и контактном взрыве. - Журнал прикладной механики и теоретической физики, 1968, № 6, с. 65-67.

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

З. Болдуин Р.Б. Соотношения между параметрами кратеров.
Там же, с. 222-246.

4. Вишневский С.А. К вопросу о морфоструктуре сложных кратеров. - В кн.: Взаимодействие метеоритного вещества с Землёй. Новосибирск: Наука, 1980, с. 54-66.

5. Вишневский С.А. Импактные фации гигантских сложных кратеров. - В кн.: Импактиты. М.: Изд.-во МГУ, 1981, с. 171-184.

6. Вишневский С.А. Логанчинская астроблема в траппах Тунгусской синеклизы. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, 28 с. (Препринт № 1).

7. Вишневский С.А. Ударные конусы и брекчии "грис" в Карской астроблеме. - В кн.: Метеоритные исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1984, с. 141-156.

 Вишневский С.А., Поспелова Л.Н. Некоторые петролого-геохимические особенности проблемы импактных взаимодействий. - Там же, с. 156-191.

9. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 232 с.

IO. Гуров Е.П., Гурова Е.П., Ракицкая Р.Б. Об ориентировке планарных элементов в кварце из пород взрывных метеоритных кратеров. - Зап. ВМО, 1979, ч. 108, вып. 5, с. 578-584.

II. Дабижа А.И., Красс М.С., Федынский В.В. Эволюция метеоритных кратеров как структур земной коры. - Астроном. вестник, 1976, т. 10, № I, с. 6-17.

I2. Динес Д.К. Влияние масштаба на прочность гранитных материалов. - В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир, 1977, с. 80-85. -

I3. Дитц Р.С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968, с. 153-173. 14. Долгов Ю.А., Вишневский С.А., Томиленко А.А. Исследования процессов метаморфического минералообразования. – В кн.: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 2-8.

15. Иванов Б.А., Базилевский А.Т., Сазонова Л.В. Об образовании центрального поднятия в метеоритных кратерах. - Метеоритика, 1982, вып. 40, с. 67-81.

I6. Масайтис В.Л. Морфология и глубинное строение земных метеоритных кратеров и астроблем. – Писъма в Астроном. журнал, 1977, № I, с. 36-39.

17. Масайтис В.Л. Гигантские метеоритные удары: некоторые модели и их следствия. - В кн.: Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984, с. 151-179.

18. Николаевский В.Н. Динамическая прочность и скорость разрушения. - В кн.: Удар, взрыв, разрушение. М.: Мир, 1981, с. 166-203.

19. О'Киф Дж. Д., Аренс Т.Дж. Ударные эффекты при столкновении больших мстеоритов с Луной. - В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир. 1977, с. 62-79.

20. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 328 с.

21. Скрынник Г.В. Природа центрального и кольцевых поднятий в метеоритных кратерах Земли. - Геол. журнал, 1977, № 3, с.147-152.

22. Титов В.М., Фадеенко Ю.М., Швецов Г.А. Удар с высокой скоростью по горным породам. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 298-300.

23. Ударные кратеры на Луне и планетах. - М.: Наука, 1983. 200 с.

24. Ahrens T.J., O'Keefe J.D. Equation of state and impactinduced shock-wave attenuation on the Moon. - In: Impact and explosive cratering. N.Y.: Pergamon Press, 1977, p.639-656.

25. Baldwin R.B. The measure of the Moon. - Chicago: Univer. of Chicago Press, 1963. 488 p.

26. Cooper H.F. A summary of explosion cratering phenomena relevant to meteor impact events. - In: Impact and explosion cratering. N.Y.: Pergamon Press, 1977, p. 11-44. 27. Dence M.R., Grieve R.A.F., Robertson P.B. Terrestrial impact structures: principal characteristics and energy considerations. - Ibiddem. p. 247-275.

28. Gault D.E., Guest J.E., Murray J.B., et al. Some comparison of impact craters on Mercury and the Moon. - Journal of Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, p. 2444-2460.

29. Gault D.E., Quaide W.L., Oberbeck V.R. Impact cratering mechanics and structures. - In: Shock Metamorphism of Natural Materials. Baltimore: Mono Book Corp., 1968, p. 87-99.

30. Grieve R.A.F., Robertson P.B. Variations in shock deformations at the Slate Islands impact structure, Lake Superior. - Contr. to Mineral. and Petrol., 1976, v. 58, N 1, p. 37-49.

31. Head J.W. The significance of substrate characteristics in determining morphology and morphometry of Lunar craters. - In: Proceedings of 7-th Lunar Science Conference. N.Y.: Pergamon Press, 1976, v. 3. p. 2913-2929.

32. Ivanov B.A. The effect of gravity on crater formation: thickness of ejecta and concentric basins. - Ibiddem, p. 2947-2965.

33. Kieffer S.W. and Simonds C.H. The role of volatiles and lithology in the impact cratering processes. - Reviews of geophys. and Space Physics, 1980, v. 18, N 1, p. 143-181.

34. Milton D.J. Shatter cones - an outstanding problem in shock mechanics. - In: Impact and explosion cratering. N.Y.:Pergamon Press, 1977, p. 703-714.

35. Pike R.J. Depth/diameter relations of fresh Lunar craters: revision from spacecraft data. - Geophys. Res. Letters, 1974, v. 1, N 7, p. 291-294.

36. Robertson P.B. Zones of shock metamorphism at the Charlevoix impact structure, Quebec. - Geol. Soc. of America Bull., 1975, v. 86, N 12, p. 1630-1638.

37. Shoemaker E.M. Astronomically observable crater-forming projectiles. - In: Impact and explosive cratering. N.Y.: Pergamon Press, 1977, p. 617-628.

38. Stoffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. - Journal of Geophys. Res., 1971, v. 76, N 23, p. 5541-5551.

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 23.05.86. МН 12135. Бумага 60х84/16. Печ.л.2,75. Уч.-иэд.л. 2,5. Тираж 200. Заказ 199. Цена 20 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР Новосибирск,90. Ротапринт.