Борис Герман

# Кризис парадигмы импактов

И

### генезис тектитов

### Борис Р. Герман: Кризис парадигмы импактов и генезис тектитов.

- Freiburg: German Verlag, 2019. - 164 c.

Издание первое.

## Boris R. German: The crisis of impact paradigma and the genesis of tektites.

Freiburg: German Verlag, 2019. – 164 p.
The first edition.

В книге рассмотрены вопросы исследования земных кратеров и происхождения тектитов на нашей планете. Новые данные, связанные с необычными регистрациями на Тасмании в период Тунгусского феномена в 1908 г., с большой вероятностью позволяют решить его проблему.

Для астро- и геофизиков, а также широкого круга читателей, интересующихся метеоритами и планетологией.

Все права защищены. ISBN 9783981952605 © Герман Б. Р., автор, 2019 © Dr. German B.R., author, 2019

#### ЧАСТЬ 1. КРИПТОВЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

В различных регионах Земли известны т.н. криптовзрывные структуры — линейные цепочки кратеров и полей диатрем, включая кимберлитовые. Долгое время их относили к эндогенным, но появилась и до сих пор доминирует метеоритно-ударная версия [Dietz, 1963]. Борьба доктрин длилась десятилетия, касаясь, в основном, известных структур [Bucher, 1963]: 1) кратеров Рис и Штайнхайм и соседнего с ними поля диатрем Урах, Германия; 2) кратеров и кимберлитовых полей структур Бушвельд—Вредефорт—Тромсбург, ЮАР; 3) кратеров Уэллс Крик и Хикс и диатрем поля Эйвон, США.

Поскольку кратер Рис связывают с удаленными от него молдавитами, решение проблемы криптовзрывных структур касается и тектитов.

#### Глава 1. ЕВРОПЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Для выяснения причин и следствий взрыва в Рисе важна геология его прошлого. Поэтому окунемся в историю. В Палеозое микроконтинент Арморика - рифт севера Гондваны — проходил через Британию и часть Нормандии, а его восточные фрагменты включали Вогезен, Шварцвальд, Богемский массив и Иберию. Вероятно, Арморика подверглась воздействию ледника Сахары в Ордовике и двигалась на север. После столкновения с предыдущим осколком Гондваны — Авалонией — она также откололась. Это положило начало эпохе гор Варискан, а южная часть Арморики стала при этом новой, включающей и юг Германии, литосферной плитой Молданубикум (на ней лежит и цепочка кратеров Рис/Штайнхайм и поля диатрем Урах). Эта плита [Franke, 2000] - ядро Герцинских горных поясов - содержит самые высокие в Европе метаморфные камни Варискан-возраста.

Альпы — складчатые горы в пределах мезо-/кайнозойского океана Неотетис. Альпийско-Гималайский пояс отличался развитием карбонатов. Одна из его ветвей тянется от Гибралтара через Альпы и Карпаты до Индонезии. Первые деформации сжатия Альпы испытали в середине Мела. На периферии процесс шел до конца Миоцена, а мм/год продолжается до сих пор, полъем на 1 поскольку Средиземноморский пояс — единственный в отличие от остальных складчатых поясов на Земле сохранивший подвижность [Хаин, 1995]. При этом фиксировалось правостороннее смещение Альп (до 80 км).

Предальпийский прогиб замыкается на западе в районе Женевы и заполнен молассами мощностью ~ 6 км. Впадины Зап.

Средиземноморья с утонченной корой офиолитового типа раскрылись в конце раннего Миоцена 22-20 млн лет назад. Все котловины Альп лежат на разновозрастном щите с выходом диапиров астеносферы и мантийным магматизмом. Венская впадина разделяет Альпы и Карпаты на поверхности, хотя на глубине (до ~ 5 км) эти структуры непрерывные. Паннонская впадина (самая крупная) лежит между Альпийско-Карпатской и Динарской ветвями. Тепловой поток здесь повышен (80-130 мВт/м<sup>2</sup>), а толща седиментов составляет ~ 7 км. Рифтовая стадия здесь продлилась до среднего Миоцена, достигая границы Мохо и образовав на рубеже с Карпатами андезитовый вулканический пояс.

После эрозии гор сохранились лишь отдельные из них, в частности, вулканическая Богемский массив. Европейская провинция предполагаемая рифтовая зона Богемо-Силезской арки [Кореску, 1971] тянется с запада на восток от Центрального массива во Франции через Рейнский массив и верхний грабен Рейна в Германии, рифт Оре в Чехии, Ниж. Силезию в Польше до котловины Паннония. На этом авлакогене лежит Юго-Западная платформа кратона Французско-Богемского массива, ограниченная с востока Франконской линией, с запада — Рейнским грабеном и разломами, а на севере и юго-западе вулканическими аренами. Вдоль последних проходит вал платформы, погруженный на юг, где в верхнем Миоцене образовалась выдвинутая часть глубинного движения Альп — бассейн моласс. Депозиты Верхней морской молассы (OMM) прошли тогда через арену Риса. Юрские горы Альп — прогибы, возникшие, возможно, изза субдукции щита под седименты окраины. Начиная с раннего Миоцена высохшие реки, которые позже относились к бассейну Дуная, текли прямо в море ОММ. Оно лежало за характерной береговой клиф-линией (сохранившейся и сегодня), высотой 60 м и 200 км. Перемещение слоев ОММ достигало сотни ллиной километров и шло ортогонально горам. Так могла возникнуть долина Таубера в Рисе. Предполагают, что был срыв по соленосному горизонту верхнего Триаса (Койперу). Вероятно, это способно объяснять практическое отсутствие Лиас-слоя в депозитах Риса. А в среднем Миоцене и депозиты Верхней пресноводной молассы (OSM) достигли региона будущего кратера Рис, осадив слюдяные пески [Hüttner, 1999].

Кратеры Рис и Штайнхайм образовались между двумя известняковыми плато — Швабских и Франконских Альп (в границе древнего океана Тетис) [Groiss, 2000]. Расстояние между центрами кратеров ~ 42 км. Линейный разлом, соединяющий поле диатрем Урах

и эти кратеры, строго параллелен тектоническому валу фундамента щита, миоценовому клифу бывшего моря, а также флексуре Дуная на юго-востоке Швабских Альп [Bucher, 1963].

Было показано, что на поле диатрем Урах воздействовал мантийный плюм, сопровождавшийся подъемом астеносферы [Wilson, 1995]. При этом известно, что локализация «горячих точек» на континентах приурочена к рифтам и их пересечению и/или сочленению разломами [Хаин, 1995]. Поскольку кратер Рис находится на пересечении тектонической антиклинальной складки (ось Таубер-Рис) с клифлинией, и обе составляющие совпадают с аренами магматизма [Bucher, 1963], то с большой вероятностью это связано с движением «горячей точки» плюма.

К Рису относят и генезис рассеяния тектитов-молдавитов в Богемии, Лузатии, Моравии, Ниж. Австрии и Польше. Однако, в районе Богемии на востоке Европейской вулканической арки, как и в Урахе, найдены диатремовые трубки. Они содержат ксенолиты мантии [Kopecky, 1986]. Поэтому неудивительно, что эндогенные процессы могли затронуть всю рифтовую арку и выразиться не только диатремами Ураха и Богемии, но и породить между ними кратеры Рис и Штайнхайм.

#### Глава 2. ЭЖЕКТЫ И СТРУКТУРА КРАТЕРА РИС

В Рисе были определены три различных типа зювитов (брекчий) [Stöffler, 1977]: a) во внутреннем кратере (сплошной слой, общей толщиной ~ 300 м); b) внешние, изолированные кластеры над аллогенными брекчиями, содержащие плавленные камни и расположенные на дистанции до 22-30 км от центра (с толщиной слоя до 84 м) [Pohl, 1977]; c) дайковые в параавтохонном базисе и в выброшенных за его пределы кристаллических мегаблоках на дистанции более 20 км от центра.

Структура Риса изучалась до глубины 2.7 км в скважине в Нордлингене в 1973 г. (далее — Норд73), находящейся в 3.65 км от центра. Выяснилось, что контуры Риса делятся на:

1. Внутренний бассейн кратера, диаметром D=12 км и глубиной 600 м, ограничен кольцом кристаллических брекчий. Это - почти круговая центральная каверна, плоское дно которой формировалось при подъеме базиса [Stöffler, 1977]. Она имеет поверхностное расширение, следующее вовне концентрическими зонами от плоского до холмистого рельефа. Каверна ограничивается выступом кругого откоса на юге и валом на севере. Она наполнена слоем зювитов и

озерными седиментами, толщиной 200-400 м. В зоне кратерных зювитов находят и отдельные кристаллические мегаблоки-клиппены от 25 м до > 1 км. Хотя кристаллические брекчии лежат внутри кратера или на его валу, спорадически они есть и дальше.

2. Мегаблоковая (бланкет) зона, ограниченная структурным валом границей между автохтонными и аллохтонными седиментами. За поднятием внутреннего цоколя идет внешняя депрессия, окаймленная в радиусе 12-13 км от центра круговым тектоно-морфологическим Внешний вал формирует топографическую высоту валом. и определяется концентрическим нормальным разломом, отделяющим окружающие автохонные образования от параавтохонных мегаблоков, свалившихся в разломы. В бланкете доминируют кристалллические блоки, но с уменьшением их размеров происходит переход к пестрым, мультицветным полимиктовым брекчиям (нем. Bunte Brekzie; далее — ВВ). Аллохтонные мегаблоки и полоса ВВ, с толщиной непрерывного слоя до 200 м, лежат на неровном рельефе пород. ВВ мелкограненная микстура всех типов камней, размерами от микрон до 25 м [Pohl, 1977]. По объему из всех брекчий Риса лидируют седиментарные, сформировавшие бланкет, особенно на юге.

3. Пре-Рис (пояс вокруг Риса как продолжение бланкета) - нынешняя зона непрерывных выпадений мегаблоков за пределами тектонического вала, но существовавшая до образования кратера. Пре-Рис наполнен ВВ, уходящими от центра кратера на 30–43 км на запад, юг и восток. В пределах пре-Риса, стратослои имеют тенденцию быть реверсными [Dennis, 1971].

4. *Дальние выбросы*. К ним относят: известняки Ройтер-блоков, удаленные до 100 км, Брокгоризонт — до 200 км, а также плавленные тектиты-молдавиты – до 450 км.

#### 2.1. ВНУТРИ КРАТЕРА

Изучение Риса началось в 1792 г. в связи с новым типом брекчий с включением фрагментов фундамента, стекла и седиментов. Их находили повсюду, назвали «зювитами» [Sauer, 1901] и выделили два типа: кратерные (далее — КС) – высокотемпературные (далее — «горячие»), со следами спекания обломков стекла и матрицы, и внешние (далее - АС) – низкотемпературные (далее - «холодные»), за пределами первого вала, покрывающие привнесенные ВВ. Включение плавленного материала в зювиты отличалось от всех известных процессов и не имело объяснения [Artemieva, 2013]. Поэтому сами по себе зювиты не доказывали импакт.

#### 2.1а. ЗЮВИТЫ и ДАЙКИ в КРАТЕРЕ

КС — полимиктовые квазилинзовые брекчии, состоящие из 69 wt% кристаллических кластов, 29 wt% девитрифицированных стекол и 2 wt % матрицы [Engelhardt, 1984]. Они находятся внутри каверны и покрыты послеударными озерными седиментами. КС имеют следы переменного шока уровней I-0-I-0, поэтому их относят к остаткам спабо параавтохонного базиса ИЗ смещенных мегаблоков камней. В направлении центра кратера КС кристаллических проявляют постепенный контакт с седиментами. На самом верху, где расположены никлы гомогенных седиментарных KC. в переработанных («ревокед») зювитах (на 256-314.3 М ниже поверхности) плавленные частицы и уровень шока кристаллических камней с глубиной растут. Внутри «ревокед»-зювитов на глубинах 296 м и 304 м нашли два тонких ли-слоя со сферическими телами. сходных с аккреационными лапилли. Под «ревокед» зювитами идет «градед»-слой, толщиной 17-м (на глубине 314.3-331.5 м) с градацией крупных седиментарных зювитных песчаников и конгломератов [Pohl, 1977]. Их грани также постепенно растут с глубиной. «Градед»-слой проявляет неустойчивую. слабую остаточную намагниченность [Artemieva. 2013]. Под ним лежат два слоя седиментарных «сортированных» («сортед») зювитов в несколько дц-толщины (на глубинах 331.5 м и 378.5 м). Они принадлежат к «горячему», с расплавом, гомогенному центральному слою (ЦС) (331.5-525 м) с высокой реверсной остаточной намагниченностью (близкой к АС). Под «горячими» зювитами седиментов находится «холодный» базальный слой (на глубине 525-602 м) с внедренными в него смешенными камнями брекчированного базиса. Он обелнен расплавом и не имеет остаточной намагниченности [Pohl, 1977]. Считается, что выделение энергии произошло не ниже базального слоя на глубине ~ 1.3-1.5 км, поскольку в нем нет стекол. Там расположены, испытавшие шок P>10 ГПа, доварисские амфиболиты, гнейсы и ультрабазиты. Лежащие выше них плутонические граниты и гранодиориты Варискана, как и седименты, несут следы шока P<10 ГПа [Pohl, 1977; Engelhardt, 1997]. Но допускали, что седиментарные и кристаллические эжекты взрыва доходят до глубин 2.5 км [Stöffler, 1977], а разломные брекчии базиса лежат глубже 6 км [Dennis, 1971].

Общая масса камней в Рисе – базальты. В эжектах насчитывали от 18 типов кристаллических камней (в колонке Норд73) [Graup, 1978] до 21 типа магматических и метаморфных, включая дайковые [Dressler, 1969а]. В колонке Норд73 нашли до 70 даек толщиной от 1 см до 1 м

на глубинах 600-1200 м, секущих камни коренного базиса [Stöffler, 1977]. Считается, что литик-брекчии даек формировались во время модификации транзитной каверны (TC) и позже. Дайки содержат зювиты и фрагменты не только камней окружения, но и седиментов и высокошоковых камней базиса [Pohl, 1977]. На глубине 505-670 м, где находятся «холодные», без стекол, дайки с зювитами (из амфиболитов и добавки гранитов), обнаружили шаттер-конусы и фрагменты ударного кварца [El Goresy, 1976]. На уровне 642.35-642.60 м (на 40 м ниже зювитов) - дайка дц-толщины, зювиты в которой контактируют с амфиболитами и содержат малые плавленные частицы, пересекается другой дайкой с литик-брекчией. При импактах в трещины дна кратера могут внедряться зювиты, образуя дайки. Но и диатремы трамбуются вниз. При их росте и подъеме щита, вызванного происходят фреатомагматические лавлением магмы. взрывы. способствующие заполнению даек и кварцем, и седиментами (постепенно проваливающимися до глубин ~ 1.3-1.5 км).

#### 2.1ь. ВНЕШНИЕ ЗЮВИТЫ и ДАЙКИ

АС содержат 30-50 wt% частиц стекла, 10 wt% кристаллических кластов и 1 wt% седиментов [Vennemann, 2001]. Толщина слоя АС типично 25–30 м [Engelhardt, 1997], но локальные вариации иногда доходят до  $\sim 80$  м, как в колонке в Вёрнитцостхайме. На арене вала два типа АС: 1) основные, неизмененные сине-серые, богатые осколками камней и стеклами; 2) подстилающие их базальные мелкодисперсные, почти без стекол и осколков камней [Bringemeier, 1994]. АС содержат остеклованные бомбы, а также фледли с Мелкодисперсные базальные профилем аэродинамики. слои. толщиной 20-40 см, имеют в АС грани до 30 мм. Много базаля в монтмориллонитах говорит о циркуляции флюидов в граничной зоне AC с BB [Engelhardt, 1995]. Базальные слои в районах Ауфхаузена (на ЮЗ) и Аумюлле (на СВ), покрывающие ВВ, отличаются повышенным иридия Ir в отличие от остальных мелкодисперсных АС и КС [Newsom, 1990]. С учетом вектора ЮЗ-СВ находок, получается, что эрупции носили лучевой характер.

Всего в Рисе > 700 локальных даек. Кратер обладает офиолитовой корой из-за бывшего здесь океана Тетис. Для параллельных даек офиолитов недавно были выявлены следы латеральных перескоков оси магматизма. Отсюда линейные субпараллельные дайки, возможно, относятся к застывшим магматическим клиньям [Хаин, 1995]. Поскольку АС содержат кристаллические класты даек, а дайки пересекают кратер и арену за его пределами, то вероятно, зювиты

формировались локально в связи с дайками и ситом трубок дегазации. Отсутствие амфиболита в когерентном расплаве (далее — IMR), как и малость амфиболита в дайковых зювитах, может говорить о выходе IMR по дайкам. Литик-класты в IMR, как и мегаблоки, состоят из гранитоидов. Это признак плавления гранитного верха базиса. Известно, что самый мощный взрыв диатрем — последний, приповерхностный. Данный фактор дает преимущество гипотезе эндогенного взрыва в Рисе перед гипотезой импакта.

#### 2.1с. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕГАБЛОКИ, ВВ и МАТРИЦА

Глыбы брекчий кристаллических пород встречены под зювитами в центре кратера и на внутреннем кольцевом поднятии, где они формируют холмы. В их кластах в бланкете доминирует верхняя секция гранитов [Engelhardt, 1997]. ВВ содержат: 0.15 % камней кристаллического щита (с глубин ~ 600 м), 0.7 % Триаса (от 600-300 м), 2.3 % нижней и средней Юры (300-150 м), 31.5% верхней Юры (150-0 м), 29.1 % четвертичных кластов и 36.2 % локальной матрицы [Hörz, 1983]. Матрица (до 1 мм) зювитов не проявляет следов сварки или рекристаллизаций и состоит из минеральных кластов, плавленных частиц и мелкодисперсных продуктов альтерации [Artemieva, 2013]. В нее редко, но входят гранат и циркон. Если в матрице АС в основном смектитные филосиликаты, то в матрице КС - цеолиты и аналькиты. Доминанта кварца над полевым шпатом в матрице АС указывает на мелкокрошенные песчаники Триаса, а филосиликаты могут быть мелкодисперсной фракцией плавленных частиц. Матрица стекол микрокристаллы агрегатов кварца, полевого шпата, пироксена, плагиоклаза, ильменита, кристобалита, гематита [Pohl, 1977; Muttik, 2008]. Матрица ВВ отлична от матрицы зювитов, не имеет плавленных частиц и сильно ударных кластов. Она содержит большие класты, в основном, из самой верхней зоны поверхности. В матрице ВВ из Пре-Риса лидируют песок и глина верхней страты [Pohl, 1977].

Первичные выбросы могли иметь центральную симметрию, так как монтмориллониты окружают кратер. Хотя, начиная с Мелового периода известняки Юры подверглась глубокой эрозии из-за карстификации, после взрыва осталось много мест с резкими краями стеклобрекчий. Это указывает на отсутствие и эрозии, и повсеместности AC [Engelhardt, 1997]. На севере Риса бланкет мог эродировать из-за геотектоники, но и там, как и на западе, сохранились BB, удаленные до 7 км и радиально уходящие от структурного вала [Buchner, 2015]. Это нельзя объяснить эрозией поскольку: 1) сохранился верхний слой AC, толщиной до 10 м, с

плавленными до стекла частицами по всему кольцу за пределами вала [Engelhardt, 1995, Fig. 4]; 2) есть АС на высотах, следующих за кластерами АС в депрессиях; 3) найдены места кратера, совершенно эрозией не затронутые, где АС покрыты удаленными озерными седиментами и не имели контакта с воздухом. Поэтому существует консенсус, что депозиты АС были кластерными [Gall, 1975].

#### 2.2. ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ РИС ТИПИЧНО ИМПАКТНЫМ КРАТЕРОМ ?

Рис поначалу считали самым большим мааром. До него были известны маары с D=3.2 км и глубиной 1.5 км [Delpit, 2014]. Мегаблоковая изучена лишь по акустическому зона Риса зондированию и бурению до 180 м (в Вёрнитцостхайме) [Artemieva, 2013]. Поэтому проблемы определения центральной горки, истинного диаметра Риса и потенциального коллапса кратера не решены [Roddy, 1977]. Определили только сильно редуцированный подъем базиса. Он занимает 80 % ареала во внутреннем кольце в виде плато из-за наполнения брекчиями и озерными депозитами и находится на ~ 350-450 м над уровнем моря. Подъем шел ступенчато: к моменту взрыва базис уже имел возвышение ~ 100-300 м [Pohl, 1977]. Это поднятие лежит на пересечении трёх тектонических валов: ЮЗ-, СЗ- и ВСВнаправлений, что способно указывать на эндогенную природу Риса [Bucher, 1963]. Еще на 50-100 м выше базиса (на западе, юго-западе, востоке) расположена цепочка отдельных холмов тектонического вала, почти упирающаяся в клиф-линию Дуная - северную границу морских седиментов Миоцена [Сћао, 1977].

Над кристаллическим Герцинским базисом находятся 8 слоев седиментов, от Перми и Мезозоя (Триас, Юра) до Неогена, толщиной ~ 600 м. Верхние слои — Олигоцена и Миоцена — возникли как часть седиментов моласс альпийской геосинклинали. На севере они (Койпер, Лиас, Доггер, Малмиан) высотой 450-500 м, а на юге (Малмиан) — 550-600 м над уровнем моря [David, 1979].

Рис - средних размеров кратер. Его мультикруги – парадокс, поскольку, по теории, размеры кратеров инверсионны гравитации планет, и мультикруговые кратеры на Земле должны возникать при диаметрах D>100 км [French, 1998, р. 27]. В Рисе нет видимой замкнутости мультиколец, они «дорисованы» согласно сейсмам, которые, как указывают [Artemieva, 2013], очень сложно интерпретировать. Очертания Риса почти круглые, но даже кольцо стены вокруг него имеет профиль хвоста лошади, поскольку на севере прерывается на ширину 1-2 км [Bucher, 1963]. В свою очередь, в

Канаде мультикольца кратера «Прерия» были получены при подземном взрыве 500 т ТНТ-заряда. С другой стороны, крупные структуры (D>90 км), как и мультикруги на поверхности, связывают с выходом «горячих точек» из-за конвекции в мантии и/или с объемными волнами автоколебаний с центром в пластичной астеносфере [French, 1998, р. 28]. Радиусы колец обычно находят по формуле  $Rn=\sqrt{2}$  (Rn-1) [Sharpton, 1994], но в Рисе у внешнего кольца D=22 км, а у внутреннего - 11 км, т.е. соотношение 2:1.

На платформах были выделены простые кратеры и многостадийные кольцевые структуры. Обоим типам свойственны брекчированные линзы, невысокий гребень вала и лучевой характер эжектов в бланкете [Koeberl, 2002]. Поскольку более важны гравитация и поверхность, кратер импакта, аналогично взрывному, круговой. Так, Луна отличается наибольшими кратерами (D~227 км) среди планет земной группы. На ней лучевые инжекты - у вулканического кратера Коперник, а в бассейне Ориентале — мультикольца. В обоих районах смешаны депозиты мантии и коры [Roddy, 1977]. Несколько квазикольцевых кратеров на Луне — результат коллапса центрального пика во время интрузий магм [Schultz, 1976]. Неизвестно, почему некоторые кратеры D~1000-2000 км имеют мультикруги, а другие нет, и относятся ли мультикруги только к ударным архаичным кратерам, или и к современным на Земле. Поскольку консенсуса по генезису мультикольцевых картеров на сегодня нет [Baker, 2011], приписывать их [Artemieva, 2013] пологому удару метеорита безосновательно.

Высота пиков террас кратеров зависит и от объема расплава в каверне ТС. Возникновение мегаблоковой зоны Риса относят или к коллапсу внутрь кратера краевых террас, если таковые были до удара [Stöffler, 1977], или, наоборот, к расширению кратера за счет террас, созданных ударом [Chao, 1977]. При этом старые, изначально глубинные камни находятся рядом с валом в депозитах вместе с молодыми камнями, выброшенными позже [Stöffler, 1977]. Такая картина способна указывать и на вторичный кратер [Hörz, 1977]. В Рисе расплав IMR нашли только за первым валом, но не внутри кратера. В простых кратерах, немного превышающих оригинальный ТС, вал имеет инверсионный переворот камней, что встречается и в маарах [French, 1998]. Если центральный подъем расширяется, то его простой пик прогрессивно смещается в серии концентрических кругов и базисов. Поскольку диаметр внутреннего кольца в Рисе почти совпадает с максимальным расширением вала ТС, то внутреннее кристаллическое кольцо, видимо, перешло в вал при одновременном уменьшении высоты центрального подъема [Wünnemann, 2005]. Проблема Риса —

состав брекчированных линз в регионах подъема. Они могли возникнуть или из нижнего слоя зювитов, или из подстилающих разломных брекчий [Roddy, 1977]. Не ясен и источник подъема: подкратерное дно или кольца структуры? Перемещения могли затронуть вал и поднимать террасы деформированной зоны между кольцом и краевой топографической высотой. Поскольку самые высокие до ударные слои есть наверху в виде блоков квазитерасс, это может означать, что они — не эжекты, а следствие коллапса внутрь кратера под весом эруптированного материала (после чего эту зону покрыли BB). Вероятно, брекчированные линзы создали внешнюю часть зоны, двигаясь вместе с бланкетом эжектов до террас до ударных блоков. В обоих случаях возникнут инверсионные смешанные камни в зоне мегаблоков.

Решение зависит, будет ли инверсия в брекчированных линзах именно в этой зоне раздвига, или в террасах [Roddy, 1977]. Хотя удаление бланкета относительно видимого диаметра кратера (от вала до вала) считают ~ 2D, стартовый видимый диаметр в моделях равен ~ 25±1 км (совпадая с современной топографической высотой структурного вала). Но для депозитов на юге и юго-востоке D<20±1 км. Если террасы развились во время раздвига кратера, то его начальный диаметр D~20 км.

#### 2.3. УДИВИТЕЛЬНЫЙ НАКЛОН

Сторонники импакта утверждали, что наблюдаемая двойная структура кратеров Рис и Штайнхайм, в 30-40 км друг от друга, вызвана развалом бинарного болида под действием приливных сил земной гравитации. Этот вывод сделан на основании теории Кельвина для теплового разрыва гомогенных сфер, а найденные на местности ударные кварцы его, вроде бы, подтверждали. Допускали разрушение болида и на три части, что привело к куполу Шопфенхайм, лежащему со Штайнхаймом и Рисом на одной ЮЗ-СВ прямой линии [Rauser, 1971]. Но в Шопфенхайме следов импакта не найдено. С другой стороны, вблизи трубок диатрем часто расположены и малые купола, которые объясняют лакколитами [Daly, 1968] - несостоявшимися вулканами (диаметром до нескольких километров) в виде холма с ядром магмы. Для них характерны вязкие силикатные магмы подводящих каналов, или силлов, приподнимающие породы без нарушения слоев. Поздняя стадия лакколита — бисмалит — часто формирует купола в седиментах.

Для образования Штайнхайма, Риса и полей молдавитов был найден оптимальным сначала угол в 30-45° для падения бинарного астероида с ЗЮЗ, а затем уточненный — в 30–65° [Stöffler, 2002], поскольку молдавиты выпали под углом 57° в 200-450 км от Риса. Позднее для скорости 11-20 км/сек болида получили [Mihályi, 2009] угол входа 10-60°, с развалом на высоте 50 км. Далее, вынужденно постулировали угол менее 45°, что позволяло ударнику частично испариться, и поэтому эжектам покинуть окрестности кратера [Artemieva, 2013]. Хотя раман-спектроскопия циркона позволяет считать реальной ассиметрию действия ударной волны на поверхность [Gucsik, 2007], нет ответов, почему не находят осколки болида или след импакта между Штайнхаймом и Рисом (ударная волна интерферировала слишком сложно или не дошла до поверхности?) [Mihályi, 2009], или почему поле тектитов кластерное. Допускали и два независимых импакта в Рисе и в Штайнхайме [Heizmann, 2002].

Однако, азимут Малмиан-плато Риса до взрыва имел выход на поверхность под углом ~ 69° [Sturm, 2011] (возможно, и больший наклон к ЮЗ, с подворотом до 6 км от центра [Graup, 1999]). С учетом рассеяния молдавитов, *азимутальный угол* потенциального болида был определен ~ 60° [Stöffler, 2002]. Не сложно заметить, что указанные *азимутальные углы* движения ударника (см. [Artemieva, 2013, Fig. 1]) практически совпадают с указанным наклоном Малмиан-плато Риса до взрыва. В случае взрывов диатремы рассеяние тектитов объяснимо: а) их независимостью от Риса: b) двумя направляющими осей эжектов, как у кимберлитовых трубок («рюмка»); c) мультифазными взрывами с разнонаправленными эжектами.

Вдобавок, для многих рифтовых зон в их верхней части листрические сбросы наклонены до 60° к горизонту, хотя на глубине выполаживаются. В ядрах горст-антиклинальных складок (> 100 км) на поверхность выходят породы фундамента, а складки при разрывах имеют наклон 40-60° [Хаин, 1995]. Во всех этих случаях достаточно тектоники, болид не нужен.

Пермские слои песчаников и риолитов (возможно, будущих молдавитов) вклиниваются трубками в базис Риса с *ЗЮЗ в направлении на ВСВ*. Этот процесс шел ступенчато вдоль пластичных слоев, поскольку слой Триаса имеет подъем 100 м с наклоном; над ним — слой Лиаса (50 м), выше - Доггера (35 м). Самый верхний - Малмиан слой (110-120 м) имеет ЗВ-направление наклона. Таким образом, в ландшафте до импакта доминировал ЗЮЗ–ВСВ тренд общего подъема Швабской Юры с откосом понижения ССЗ-ЮЮВ в направлении Франконской Юры [Graup 1999]. Этот подъем объясняет

нынешнее возвышение на 100-200 м юга вала кратера над его северной частью. Взрыв прервал депрессией Риса ССЗ-выступ «облицовки» крутого откоса. Характерно, что именно ЗЮЗ–ВСВ вектор приписывается сегодня движению болида, ответственного за Рис, Штайнхайм и тектиты-молдавиты.

За ассиметрию расположения частей IMR и удаленных эжектов (Ройтер-блоков и молдавитов) допускали ответственность рельефа (долин и поднятий) базиса, смещавшего депозиты в направлении движения ударника [Stöffler, 2002]. Но на радиальной дистанции до 27 мономиктовые брекчии и кристаллические блоки Риса км сформировали 4-х лучевую структуру ЮЮВ-, ВЮВ-, ВСВ- и СЗнаправлений [Engelhardt, 1997], два из которых - ВСВ и СЗ - нельзя приписать рельефу из-за возвышения юга кратера над его севером. Пытаются утверждать, что в запалной и северной частях морфологический вал эродировал из-за топографии [Artemieva, 2013]. Но был ли там вал вообще, если ВВ нашли в основном на юге и юговостоке, что объяснить эрозией или рельефом невозможно. Попытка [Artemieva. 2013] отнести зювиты среди камней только кристаллического базиса и отсутствие кварца в седиментах Триаса в Дайнингене и Вёрнитцостхайме к более высокому уровню базиса ЮВсектора также несостоятельна, т.к. кварца мало и в Ципплингене на СЗ. Однако, для трещин на Земле закономерны на розах-диаграммах лучи трех пар сопряженных систем, из которых ортогональная идет вдоль широт и меридианов, а две другие — диагональные (300-120° и 330-150°). Системы связаны с осями вращения Земли, а трещины — с ротационными напряжениями пород [Хаин, 1995]. Их сочетание с поправкой на рельеф могло привести к лучам депозитов.

Кратер Штайнхайм также формировался пошаговым повышением с брекчированием блоков известняков верхней Юры с шаттер-нодулями [Reiff, 2004]. Сохранившиеся блоки («Шафхалде») на востоке кратера и похожие блоки известняков («Хиршталь») на его западе также могут указывать ВЗ-направление луча. Самая глубокая 126-м каверна Лайерхоле внутри плато известняков Швабских Альп дает информацию о вращении и изостатическом подъеме коры, начиная со среднего Миоцена [Strasser, 2009]. В каверне проявляются пять эпизодов стабильности плоскости карстовой воды с Миоцена до рубежа Плиоцена и Плейстоцена (~12 млн. лет) [Strasser, 2009].

В итоге, наклон Альпийского плато до взрыва в бассейне Рис-Штайнхайм, шедший ступенчатыми шагами, совпадает с наклоном и направлением движения, согласно моделированию, предполагаемого болида. Такое совпадение с тектоникой вызывает сомнение в необходимости привлечения импакта. Логично связать с магматизмом как появление двух кратеров на этом плато, так и кластеров молдавитов вдоль общего с кратерами авлакогена.

#### Глава 3. ГЕОФИЗИКА КРАТЕРА РИС

#### 3.1. ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ

По аномалиям гравитации находят структуры под кратером. Согласно сейсмам, брекчии и разломы под дном Риса могут уходить на 5-6 км, а глубина ТС (до подъема центра) — до 2 км [Pohl, 1977]. В базисе Риса на глубине ~ 3 км скорость Р-сейсмоволн падает в сравнении со скоростью в нем за пределами кратера. Отрицательные аномалии Буге возникают из-за падения плотности разломных пород цоколя. Но в комплексных кратерах они могут смениться положительными при внедрении плотных (ультра)основных магматических пород. Крупная отрицательная аномалия в центре Риса на R=5-6 км - почти эллипс с С-СЗ (-10 мГал) на ЮВ-Ю (-20 мГал) [Pohl, 1977]. Затем идет кольцо положительных малых, почти круговых аномалий на дистанции первого вала. Причем, на ЮВ — крупная (+10 мГал) положительная аномалия. И снова на дистанции ~ 10 км — по кольцу тектонического вала - малые отрицательные аномалии. Такое же распределение аномалий гравитации и в Штайнхайме [Schmieder, 2015].

Вероятно, взрыв в центре отвечает за отрицательную аномалию, а камни в результате, либо подъема кратера с уплотненные образованием первого вала, либо, (ультра)основной интрузии - за кольцо положительных аномалий. Поскольку кольца аномалий прерывистые, это говорит о выходе туфов по локальным трубкам. В магматизма фиксируется мультифазная очагах активность интервалом в тысячи лет. Могло быть несколько разновременных интрузий глубинных взрывов, создавших независимо оба знака аномалий гравитации в этих кратерах. Хотя, как правило, новые эрупции происходят на местах предыдущих, малый поток лавы формирует в зависимости от вискозности автономные трубки вблизи первичных [Tchamabé, 2014]. Если Рис является не импактным, а эндогенным, то кольцо отрицательных аномалий периферии связано с выбросом камней по тектоническому валу (одновременно или задолго до кратера) и/или выхода газов по трубкам за пределами внутреннего вала. Установлено, что на юге Риса депозитов было в 2 раза больше, чем на северо-западе (что пытаются связать с гравитационной аномалией на севере). Показательно, что депозиты ВВ ограничены клиф-линией Дуная и лежат только на юге и юго-востоке, где глубокие Малмиан-известняки формируют куэста-тип горной цепи с несимметричными пологим и крутым склонами [Dennis, 1971]. Известно, что центры вулканизма располагаются на более высоком борту рифтовой долины, куда смещен и мантийный выступ, не совпадающий с ее осью [Хаин, 1995]. В данном случае, разграничитель — на юге, вблизи клиф-линии, что говорит о взрыве при перемещении глубинных масс мантии с юга на север при движении Альп. В случае импакта метеорита им ничто не мешало бы оказаться и за Дунаем.

#### 3.2. ТЕПЛОВОЙ ГРАДИЕНТ и МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ

В районе Ураха-Штайнхайма-Риса мантийная конвекция отражается в повышенном потоке тепла, горячих гидротермах и диапиризме, что способно указывать на подъем астеносферы. Плотность теплового потока в колонке Норд73 равна 90–95 мВт/м<sup>2</sup> [Koch, 2012]). Тепловой градиент (1°С на 12.4 м) в Рисе выше, чем в других районах Германии и соответствует градиенту в Вайоминге, в 145 км от Йеллоустоуна [Bucher, 1963]. Это позволило плавить базис и создать магнитные аномалии. В свою очередь, геотермальный градиент поля Урах от 1°С на 11.1 м - наверху, и до 1°С на 22 м - с углублением (для сравнения — в Кольской сверхглубокой скважине - 1°С на 46 м). То есть, более мощный тепловой поток – наверху в Урахе говорит в пользу выхода там флюидов. В целом, это могло отразиться на выносе в Урах-маарах расплава базальтов, кристаллов и сухих лапилли [Bucher, 1963].

Породы, подвергавшиеся тепловым или механическим воздействиям, сохраняют «память» о магнитном поле в виде природной остаточной намагниченности NRM. Если образование Риса произошло ~15 млн. лет, это отвечает среднему Миоцену с реверсной полярностью геомагнитного поля [Artemieva, 2013]. Самые верхние слои КС имеют обратную полярность, а седименты над ними претерпели несколько обращений магнитного поля. В «градед»-зювитах (на глубине 314–331 м) - слабое и нестабильное поле нормальной полярности, возникшее не позднее сотен лет после взрыва [Pohl, 1978]. Поэтому эрупции КС должны были прекратиться до того, как их покрыли эти седименты [Bucher, 1963]. В колонке Норд73 в седиментах — переменные циклы инверсионной (на глубинах 256–314 м и 130–180 м) и нормальной (на 180-256 м и 0-130 м) полярности, с периодом ~1 млн. лет.

Однако, инициации геомагнитного джерка, вероятно, не было. АС и IMR для нескольких локализаций в Рисе показали сразу после взрыва среднюю палеоинтенсивность геомагнитного поля 9.1±1.1 мкТл и

относительно слабый переход виртуального дипольного момента  $(3.2\pm0.2)\times10^{22}$  Am<sup>2</sup>, что неотличимо от глобальных значений в интервале 20-10 млн. лет назад. Палеомагнитные направления соответствовали средней позиции полюса в Европе 15 млн. лет назад (6.1±3.7°) [Косh, 2012]. Но возможно, ударные породы остыли слишком быстро и записали только актуальное палеополе, из-за чего не отразили воздействие на геодинамо. Так как нет следа длительного охлаждения внутри кратера, то вариант фиксации только секулярных, а не вариаций геодинамо после взрыва, вероятно, следует исключить.

#### 3.3. ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ и МИНЕРАЛЫ

Над цоколем Риса отрицательная магнитная аномалия (-300) $\gamma$ =(-0.0024) А/м коррелирует с толстым слоем богатых расплавом КС (глубина 331–525 м) [Pohl, 1977]. Несколько аномалий ниже (-200) $\gamma$  нашли и во внутреннем кольце Риса. Однако, такие же аномалии встречаются и в кратерах вулканов [French, 1998]. За пределами кратера, включая пре-Рис, отрицательные магнитные аномалии связывают с AC [Artemieva, 2013]. Для AC из разных мест NRM=0.1-2.9 А/м, с максимумом в Вёрнитцостхайме (2.9 А/м) в 10 км на ЮВ от центра, вызванным, вероятно, 80-м цилиндрическим мегаблоком седиментов [Pohl, 1977, р. 397]. Он лежит глубже, чем уровень плоского дна цоколя, и пересекает депозиты центрального взрыва [Bucher, 1963, р. 611]. Известно, что в лакколите, в случае превышения давления магмы над весом вышележащих слоев, по цилиндрическому каналу трещин дробления внедряется магма с образованием цилиндрического секущего тела.

Сильные колебания NRM для слоев AC наблюдаются в районе Аумюлле на CB. При этом нижняя, «красная» зона, содержит намного больше Ti-Fe и/или магнетитов, чем остальные слои. Эта зона петрографически соотносится с верхним слоем «сортед»-зювитов в колонке Норд73. Допускали [Iseri, 1989], что эти слои могут быть ранней фазой выпадения из плюма, но следа метеорита в них нет.

Меняющиеся магнитные аномалии могут быть признаком теллурических полей на глубине. Хотя суммарное магнитное поле над Рисом понижено, в целом оно знакопеременное (в центре: от –240 до +80 А/м). Так, две из положительные аномалий диаметрально противоположны, возможно, из-за лучевого характера эжектов: во внутреннем кольце на CB и на ЮЗ за пределами тектонического вала. ЮЗ-аномалию (до 125γ) относят к (ультра)мафитовым интрузиям (Мезозоя), приписывая к ним и амфиболиты с повышенной магнитной

восприимчивостью в колонке Норд73 [Pohl, 1977, р. 387]. Однако, сам факт крупной магнитной аномалии в Рисе, связанной с фундаментом, говорит не в пользу импакта. Локальные магнитные аномалии характерны для базитовых магматических камней, если не самой основной лавы [Bucher, 1963, р. 612]. Поскольку большинство зювитов не проявили высокой NRM, а ее резкий скачок находится на ЮВ, это, вероятно, индикатор подъема горячей мафической магмы по трубкам дегазации, вызвавший частичное плавление фундамента. Эрупции, как видим, а не метеорит, шли с ЮЗ-ЮВ на С-СВ. Известно, что одна из локальных депрессий, лежащих ниже уровня цоколя, находится в 7 км на ЮВ от Нордлингена в районе положительных магнитных аномалий. Поэтому знакопеременность магнитных аномалий может указывать на разновременные на геологической шкале, рекурсивные (ультра)мафические интрузии.

NRM ударных минералов Риса в несколько раз превышает NRM окружающих не шоковых камней. Поскольку самые нижние седименты в Рисе имеют нормальную полярность, а зювиты под ними одно из объяснений - термомагнетизм: реверсную, то \_\_\_\_ перемагничивание ферроминералов, в первую очередь, в мафических камнях, при переходе через Тс из-за удара и/или после него (горячий верхний слой КС, охлаждаясь, грел тысячи лет нижние слои) [Pohl, 1977]. Источниками NRM могли быть: магнетит Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> (T<sub>c</sub>=550-580°C), Ті-магнетит (Tc=120°С), Fe-сульфиды (пирротин, Tc=300-320°С; грейгит, Tc=527°C); и их вторичные фазы: маггемит (магнитный у-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, T<sub>c</sub>=675-700°C) и гематит Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Магнетит присутствует во всех фракциях зювитов Риса. Однако, в метеоритах магнетит типичен только для карбонатных хондритов, а в ахондритах он редок. Но он может происходить из протолитов базиса Риса и/или ударной декомпозиции мафических минералов [Pohl, 1965]. Магматические породы создают рудные гидротермальные тела и, в первую очередь, магнетит. Так, в кимберлитах шпинель представлена магнетитом, а карбонатиты содержат Ті-Мg магнетит [Доусон, 1983].

Из-за уплотнения решетки магнетита образуется маггемит, переходящий в не магнитный гематит, начиная с 200°С (маггемит также стабилен при пожарах при нагреве Fe-гидроксидов). Маггемит был зафиксирован как в нижнем горячем слое КС (на глубине 450-525 м), так и под ним в холодном слое КС (на 525-602 м) [Pohl, 1977, р. 378]. Маггемиты за пределами внутреннего кольца связывают с оксидацией Ti-магнетитов при низких температурах [Iseri, 1989].

Полностью размагниченные класты гранитов в зювитах — индикатор T~580°C. Идентичность полярности NRM у Ті-магнетитов (когда зювиты были горячими) и у магтемитов (холодная вторичная фаза), а также в разных компонентах зювитов, говорит о первичной T>540°C зювитов и их гидротермальном изменении при T<130°C сразу, а не изза выветривания. Установлено, что в районе Полсингена за высокую NRM отвечает только слой плавленных зювитов с Ті-магнетитами и гематитами [Iseri, 1989]. Гематиты могли возникнуть в фазе высоких температур при окислении Ті-магнетитов вдоль пузырьков. Нашли также разрушенный биотит, с частичной оксидацией магнетита в гематит при ударе. Однако возникает широкое поле вариантов.

Термомагнитные кривые восприимчивости для образцов Риса показали основным Fe-насыщенный Ti-магнетит (Tc=561-574°C при только нагреве), что переводится в концентрацию Ti=1-4 %, и минорным — гематит (слабый распад при 680°C). У двух образцов было и малое отклонение при 310°C и 370°C, что может говорить о слабом присутствии Ti-магнетита, маггемита и/или пирротина [Koch, 2012]. Ударно-плавленный образец из Полсингена показал не шоковые Fe-Ti оксиды, которые выросли во время охлаждения из расплава или могли кристаллизоваться из вторичного минерала. Магнетит из декомпозиции минерала виден в зювите из Оттинга вместе с дисперсией по Fe, Ti и Ca. Здесь кальцит может говорить о росте Ti-магнетита из-за декомпозиции сидерита. Аналогичные текстуры наблюдались и в других зювитах Риса.

Fe-сульфиды находят в трубках, пересекающих кратер. Из них наиболее распространенный — пирротин. В Баварии, недалеко от Риса, известно его месторождение. Могут ли и они отвечать за NRM Риса? К пирротину (альтернативно, грейгиту) между Средним и Верхним Миоценом (Тортониан GSSP) относят палеомагнитную NRM глубокой морской секции Монте дель Корви Бич в Сев. Италии. При этом NRM связана с необычным "холодным" компонентом [Hüsing, 2007]. Аналогично, грейгит считают причиной NRM для интервала 15.29-14.17 млн. лет (хроны C5Bn.2n-C5ADn в ATNTS2004) в морской Велова в Сев. Италии. секнии Ла С учетом изменений минимум эксцентриситета Земли, известен в магнитной восприимчивости, изменения отношения Ca/Al, редокс-элементов и Ва. Геохимические записи, астродатируемые 15.074 и 14.489 млн. лет, совпадают с резким обрывом в седиментации, что относят к комбинации эффекта 400-тыс. цикла эксцентриситета, наложенного на секулярный терм климатического и тектонического трендов [Hüsing, 2010]. То есть, тектоническая активность на Земле циклическая. Может быть, поэтому реверсные магнитные аномалии во многих регионах вулканов Германии, в основном, возраста Миоцена [Reich, 1955, р. 75], на который пришелся пик одного из циклов, затронувший и кратер Рис.

Равновесная температура зювитов после депозита зависит от плавленного материала. Наличие капель магнетита в стекле могло расширить Т<sub>плавл.</sub> магнетита при атмосферном давлении [Chao, 1968]. Эти выводы основываются на декомпозиции в AC акцессорных циркона, перешедшего в бадделеит, и ильменита — в рутил или псевдобрукит [El Goresy, 1968], что дает T>1775°C (выше ликвидуса).

В случае взрыва горячие АС должны падать и быстро охлаждаться: снизу - подстилающими ВВ из-за дегазации через трубки, а сверху окружающей атмосферой (светлые цветные стекла, подвергшиеся оксидации). По расчетам, верх и низ АС охлаждался до 650°С менее, чем за час, и потому маргинальный слой на дне АС имеет толщину до 1 м, и все плавленные частицы в нем остались стеклом [Engelhardt, 1969а]. Из-за быстрого охлаждения при декомпрессии стёкла экспозированы к особым кондициям парциального давления воды (20–30 бар), что привело к оксидации плавленных частиц и кристаллизации пироксена, плагиоклаза и магнетита при 750-650°С в присутствии воды. Пироксены имеют свойства ударных стекол при охлаждении [Engelhardt, 1995, р. 292]. Центральном слой АС охлаждался постепенно (темно-коричневые стекла).

Из факта сохранения деликатных сплэш-форм у фрагментов плавленных частиц следует внедрение в АС плавленных бомб уже после их адиабатического охлаждения (возможно, от состояния жидкости при T>2000°C) к T~750°C, которая ниже перехода в стекло. После смещения зювиты могли подвергнуться гидротермальному режиму из-за присутствия на поверхности или воды, и/или водной перколяции из BB [Engelhardt, 1995]. Вместе с тем, следа метеоритной воды в кратере Рис нет [Venneman, 2001]. Однако, расплав мог исходить из глубин мантии. По его трекам диапазон был от T=100°C (по апатиту), или от T=250°С (для нижнего КС-слоя, 377-571 м) до T=500-600°С (для АС Оттинга, по сфену и циркону [Wagner, 1977; предполагался Miller. 19791). Апатит давно в качестве дополнительного источника фосфора в мантии и присутствует в кимберлитах и карбонатитах [Доусон, 1983]. Согласно кластам известняков на валу, кальцит был замещен оксидами, а иллит с каолином перешли в хлорит, что означает для АС при депозите T~550°C [Engelhardt, 1995]. Остаточная намагниченность зювитов, по модели импакта [Artemieva, 2013], возникла в гидротерме с различной кислородной летучестью и pH-кондициями во время охлаждения. Поскольку "градед"- и "ревокед"-зювиты, как и самая нижняя

20

холодная секция КС, имели слабую и нестабильную намагниченность, они образовались при существенно низкой равновесной T<200°C (возможно, в воде) [Pohl, 1977]. Утверждалось, что для базиса ниже зювитов после охлаждения была также температура T<200°C [Wagner, 1977]. В итоге, петрография дает T~2000°C, но по стеклам - T=600-750°C (при этом, по ударному метаморфизму - максимум P=40 ГПа).

#### Глава 4. СИГНАТУРА "МЕТЕОРИТА" и МАНТИЯ

Для болышинства кратеров содержание вещества метеорита составляет менее 1 wt%. Микрофрагменты рассеяны в ударном расплаве, а крупные находят только в кратерах D<1 км и, в основном, из-за импактов железных метеоритов. Они разрушаются ниже 15 км — стандартных высот взрывов других болидов. Так, считается, что объект с D~40 м создал квадратный кратер Бэрринжер (D=1.2 км), отражающий форму залегающих пород [Муртазов, 2014, с. 204]. Ниже его дна - несколько сот метров металлического железа [McDonald, 2008]. Но генезис кратера оспаривался [Bucher, 1963, р. 599; Кинг, 1979]. Возможно, источник железа, - ядро Земли (о чем см. далее).

Тип метеорита определяют по его фракции в IMR. Сначала повышение Ni и Co нашли в стеклобомбах AC Puca [Hörz, 1965]. Затем в колонке Норд73 в гнейсах брекчии обнаружили Fe-Cr-Ni прожилки на глубине 602-604 м под дном кратера, приписанные конденсату карбонатного хондрита [El Goresy, 1977]. Предполагали найти след импактора после оседания облака в «градед»-слое крупных зювитов на глубине 331.5-314.3 м. Но его следа там не оказалось.

Прожилки и скопления микрочастиц под дном Риса состояли из металлического Fe, c 11 wt% Cr, 6 wt% Ni, 0.3 wt% Co и добавкой Si и Ca. Поскольку концентрация Ni, Co, Cr, Ir не коррелировала с размерами граней образцов (повышаясь снизу вверх в «градед»-слое), ударник Риса отнесли к пироксеновым ахондритам (обритам) из-за повышения Cr, присутствия Ca и отношения Ni/Co=20 [Pernicka, 1987]. В земных камнях, за исключением ультрамафических, отношение Ni/Co~1–3, в хондритах ~ 16.3–23.2, в железных метеоритах ~ 8.4–18.6, в ахондритах ~ 10 [Mason, 1971]. Однако, в Рисе Ni/Cr, Ni/Ir отличались в 2 раза от обритов и в 5-10 раз от хондритовых C1-метеоритов [Pernicka, 1987]. Поэтому только отношение Ni/Co=20 было хондритным. Но оно ограничено в диагностике. Так, Ni/Co=20.2 является нижним значением для кимберлитов [Доусон, 1983, с. 75], в которых, как и в ультраосновных породах, Cr/Ni~12, несмотря на различие концентраций элементов.

В метеоритах (кроме ахондритов) в 2-10 раз больше элементов группы PGE, чем в земной коре. Поскольку в земных камнях типичное содержание PGE менее 0.5 ppb, а в стеклах Риса оно не превышает 1 ppb, то как и во многих кратерах [Tagle, 2004], в Рисе ни в расплаве, ни в ударных формациях сильного увеличения PGE нет [Pohl, 1977; Morgan, 1979]. Та же ситуация и с молдавитами [Koeberl, 1983]. Поэтому их пытаются связать с дифференцированными метеоритами с малым PGE. В ультрамафических камнях базиса на глубине 826 м намного ниже сегодняшнего дна кратера — содержание Ir~0.5 нг/г оказалось наибольшей природной концентрацией, измеренной когдалибо в таржете. В итоге, не было явного следа метеорита ни в «градед»-слое, ни на дне кратера [Schmidt, 1994]. Это пытались объяснить воздействием воды после удара на метеоритное железо, что привело к его переходу в окиси и рассеиванию в порах таржета. Но и в этом случае в импактитах его должно быть больше, чем в таржете.

Малое содержание сидерофилов оставляло обриты в игре. Но в ахондритах металлического Fe и Ni почти нет. Поэтому их присутствие в частицах под дном Риса - против ахондрита. Ударник Риса связывали с пироксеновыми ахондритами (обритами), в том числе, из-за повышения хрома. Но, согласно химизму перидотитов в мантии, чем глубже, тем больше Cr в минералах (Cr-гранаты, Crпироксены, Сг-кианиты). РGЕ-минералы (Ir, Os) обнаружили в интерстициях пикроильменита, магнетита и хромита в кимберлите трубок в ЮАР, как и РGЕ-металлы в ассоциации с хромитом [Доусон, 1983, с. 82]. В офиолитах, выходящих во внутренних зонах складчатых поясов, проявляются включения в кимберлитах с минералами сверхвысоких давлений (алмаз, коэсит). Так, в Луобусаофиолите в Тибете нашли РGE-сплавы совместно с Fe, Fe-Ni-Cr сплавами, Сг-карбидом и Fe-силикатом [Bai, 2000]. Тем самым, PGEсплавы обычны для хромитов и совместимы с кислородными летучими в верхней мантии [Golubkova, 2016]. На мантийных глубинах углерод образует карбиды [Доусон, 1983, с. 134], которые нестабильно сосуществуют с хромитом [Golubkova, 2016]. Карбид SiC, сросшийся с алмазами, нашли и в Рисе [Hough, 1995]. Поэтому с точки зрения гипотезы эндогенного взрыва повышение хрома в образцах в Рисе - мантийное.

Недавно снова заговорили о высоких концентрациях Fe, Ni и Co, на сей раз, на разломном шаттерированном вале Риса, а также о наличии похожих на шрейберзит частиц, что в совокупности с отношениями Fe/Ni и Ni/Co в образцах способно указывать на железный метеорит (или остатки металлической части ахондритов/хондритов) [Buchner,

2017а]. Аналогично, в Штайнхайме обнаружили 2-см фрагмент металла в известняковом блоке Верхней Юры [Buchner, 2016]. Среди плавленных частиц были Fe-сульфидные (пириты) брекчии с частицами, иногла богатыми Ni и Co. Соотношение Ni/Co в них оказалось близким к таковому в сферулах каверн вблизи Штайнхайма [Strasser, 2011] (см. Приложение 1.). Плавленные частицы содержали минорные Al, Si, Ca, Ti (< 1 wt% в сумме), хотя, в отличие от Риса, были свободны от Cr. В контрасте с чистыми Fe-сульфидами, измененные частицы стекла с Fe-Ni-Co сульфидами внутри зювитов в брекчиях могли происходить не из седиментов, а из ударника, отличного по составу от импактора в Рисе. В таком случае метеорит мог быть бинарным, и его геохимия указывать [Schmieder, 2009] на железный или железо-каменный астероид. Однако, в зювитах Риса превышение в два раза Cr над Ni, а также присутствие Si и Ca, уже привело к выводу, что метеорит не мог быть железным. Вдобавок, железный метеорит исключается из-за поверхностного характера кратера с отношением глубины к диаметру 1:33 [Chao, 1977], а шрейберзит Fe<sub>3</sub>P был найден на о. Диско, Гренландия в самородном железе и в фульгиритах [Britvin, 2015] (он предлагался также одним из источников фосфора в земной мантии [Доусон, 1983, с. 260]). Fe-Ni частицы давно отрицали как индикатор метеорита во взрывных картерах, поскольку они характерны для (ультра)базитов. Поэтому металлические прожилки могут относиться к уплотнению камней базиса. Так, Ni-Fe включения находили в оливине кимберлитов [Доусон, 1983]. Треки Ni-Fe часто присутствуют в лимонитовой коре. Ni-Fe полированные поверхности в грубых гранях мафических включений в долеритах напоминают Видманштетовые фигуры метеоритов [Bucher, 1963]. Это известно со времен исследования о. Диско в Гренландии, где показали, что Ni-Fe частицы не результат импакта в вулкан Норденскьёлд, а компонент магмы по всему региону [Steenstrup, 1884]. Даже, если находки обнаружены не вблизи вулканов, дайки и трубки щелочных мафитов могут быть также удаленными [Bucher, 1963, р. 643]. Вместе с тем, в «градед»-слое Риса соотношения Cr/Co и Cr/Ni однозначно зачеркивают вариант железного метеорита (см. [Schmidt, 2017, Fig. 1]) и, вероятно, указывают на (ультра)мафические интрузии в нем, а также на мантийное происхождение металлических прожилок.

Отношения Cr/Co и Cr/Ni для стекол Риса схожи с таковыми для (ультра)мафических камней [Schmidt, 1994], чьи щелочные интрузии имеют отчетливые трековые элементы: повышенные Cr и Ni вместе с обогащением K, Ba, Sr, Nb и легкими REE. Сидерофилы (Cr, Co, Ni,

Ач и РGE) характерны многим кратерам, в которых их ошибочно относят к загрязнению внеземным материалом. Однако повышение К, Ва, легких REE, Gd и Nb говорит о росте давления вверху коры перед разрушением структуры [Bucher, 1963]. Сейсмика внутри плат объяснима концепцией флюидных щелочей и магм, с подъемом из разломов литосферы. Ассоциации Fe–Ni–Co–Cr уже получали в опытах [Сеткова, 2010]. Поскольку высокие концентрации данных металлов происходят в Рисе, вероятно, из мантии, а в стеклах зювитов нашли и шарики рудного вещества, то в этом районе могут обнаружить месторождение Fe–Ni–Co–Cr.

#### Глава 5. ПРОБЛЕМА IMR в КРАТЕРЕ РИС

Ударные расплавы реализуются: или как плавленные стекла, если охлаждаются быстро (закалка), или как плавленные камни (IMR) в мелкограненной матрице, если охлаждаются медленно (отжиг). В крупных кратерах IMR создает толстый непрерывный слой, который, по теории [French, 1998], оказывается в/на верхней части брекчий, заполняющих кратер. Это объясняется обратным подъемом расплава, достигшего дна TC и захватывающего осколки камней мантии (ксенолиты) со дна и стенок.

Согласно расчетам [Vennemann, 2001; Artemieva, 2013], Рис с внутренним D=12 км должен был создать 144 км<sup>3</sup> расплава. Такой объем схож с объемом эндогенных пирогенных камней [French, 1998] и не способен быть критерием импакта. Так или иначе. но сюрпризом Риса является нехватка плавленного материала, свойственного импактам. В моделях [Artemieva, 2009] постулируется существование ванны плавления внутри кратера. Но её следов в центре Риса, как показала скважина Норд73 (1206 м), нет. Нет и слоя IMR, якобы породившего зювиты. Только на востоке и юге Риса найдены изолированные плавленные камни. Суммарный объем стекол и плавленных зювитов обоих типов ~ 1.4 км<sup>3</sup>, составляющий < 0.5% от всех выброшенных и поднятых камней (~ 69 км<sup>3</sup>) [Engelhardt, 1984]. Это на порядок меньше, чем в сравнимых с Рисом по диаметру импактных кратерах (как Лаппаярви, Болтыш и др.) [Engelhardt, 1997].

Массив слоя АС в Рисе пересекается квази-вертикальными трубками см-диаметра. Их считают путем гидротермальных флюидов [Muttik, 2008; Caudill, 2017], хотя временно переопределяли дегазационными [Newsom, 1986]. Внутри трубок мелкограненная матрица АС смещается с наполнением грубыми фрагментами, покрытыми коричневым слоем Fe-оксидного материала [Engelhardt, 1997]. Даже,

если их относить к базису или глубоким линзам в центре кратера, это не исправляет нехватку IMR [Stöffler, 1977]. Аналогично и с попыткой переопределить само понятие IMR, дабы приписать изолированные т.н. «красные» зювиты (шириной до 100 м) к специальному типу IMR [Graup, 1999; Osinski, 2004]. Они были найдены в Полсингене и Амербахе на востоке кратера [Pohl, 1977, р. 362] и в Энкингене на его юге. Эти плавленные зювиты содержат красноватую массу и состоят из везикулярной рекристаллизованной стекломатрицы с флюидальной структурой, в которую внедрились округленные стекла и осколки базиса. В Полсингене пористая черно-серая плавленная матрица обладает выветренными красно-оранжевыми цветами. При T>200°C магнитный маггемит (окись магнетита) переходит в не магнитный гематит (руду железа). Обычно, породы красные из-за Fe-окисления, поскольку содержат гематит с добавкой лимонита (не магнитной Feгидроокиси). 200-м слой Верхнего Триаса в Рисе также с красными шлаками Койпера, а 140-м песчаник Доггера насышен железом [Hüttner, 1999]). «Красные» зювиты из Полсингена более плотные и содержат больше кристаллических камней, чем обычные зювиты со стеклами, у которых внутри встречается аморфность [Morlok, 2014]. В биотит-гнейсовых включениях в АС Оттинга минералы (амфиболит, гранат), относяшиеся к граням лиаплектовых стекол. слабо деформированы, но проявляют покраснение из-за гематита и кордиерита. Отметим, что в эклогитах рутил содержит гематит в качестве главного дополнительного окисла. Хотя полевой шпат доминирует в IMR, вариации К-полевого шпата (в среднем - 7 %) есть во всех зювитах (до 61 % в образце плавленного «красного» АС, где он является горячим санидином). Калий — типичный базальтовый Поэтому можно предполагать глубинную элемент. в Рисе (ультра)мафическую интрузию.

Однако переопределение IMR в пользу «красных» камней встретило возражения [Artemieva, 2013], поскольку классический когерентный расплав IMR подразумевает или крупные плавленные бомбы, или мелкодисперсную матрицу (малые везикулярные плавленные частицы деликатного профиля). Вместе с тем, и принятие «красных» камней в "клуб" IMR не компенсирует явную нехватку последнего.

Важно, что плавленный материал в зювитах и слои потенциальных IMR в восточной части мегаблоковой зоны (Полсинген) и в слое на ее юге (Энкинген) химически друг от друга отличаются [Artemieva, 2013]. Это может говорить как в пользу разных источников (или фаций) этих расплавов, так и о разновозрастных флюидах (к чему мы еще вернемся).

Объем плавления в зювитах дебатировался, поскольку неизвестно содержание расплава в их матрице [Stöffler, 2013]. Также не точно определен и объем КС. В любом случае в Рисе расплава мало. Это пытались объяснять по-разному:

1) таржет содержал много пористых и летуче-насыщенных седиментов [Grieve, 1992]. <u>Ответ</u>: удар в пористые камни, наоборот, должен создавать больше расплава, чем в плотных кристаллических камнях; 2) АС были выброшены дальше, чем их находят сейчас. <u>Ответ</u>: несмотря на сохранность бланкета, серьезных экструзий нет, только изолированные тела; 3) малые частицы преобразованы в монтмориллониты геотермами [Engelhardt, 1997]. <u>Ответ</u>. Это не дает на порядок больший суммарный объем плавления и вдобавок монтмориллониты есть и в других кратерах с нормальным объемом расплава; 4) расплав способен улетать в форме малых сферул из кратера с плюмом летучих компонент. <u>Ответ</u>. Поскольку теория глубинного взрыва утверждает «прошивание» седиментов ударной волной без теплового воздействия на них, а ванна расплава и плюм для Риса сомнительны, выдвинутый аргумент слабый (и потеря сферул в плюмах других кратеров на объем IMR также влияла).

Размеры кратеров создают свой эффект: расплав покидает малые кратеры и, будучи эруптирован, плохо сохраняется в старых структурах при сильной эрозии. Но Рис не относится к малым кратерам и, согласно консенсусу, сильная эрозия его не затронула. Поэтому проблема нехватки IMR висит дамокловым мечом над гипотезой импакта в Рисе.

Класты в имеющемся IMR Риса состоят в основном, как и кристаллические мегаблоки, из гранитоидов. Это может говорить как о проникновения расплава по дайкам/трубкам, так и о порождении IMR поверхностным взрывом в гранитном базисе. При образовании в гранитах импактного кратера с D~10 км отношение дробленого, расплавленного и испаренного вещества оценивается ~ 100:10:1 [Отмахов, 2006]. Но, невзирая на общий недостаток IMR, плавленные зювитные брекчии (4.9-8.0 км<sup>3</sup>) в Рисе превышают чисто дробленные брекчии [Artemieva, 2013]. При импакте должно быть наоборот.

Поскольку в IMR Риса практически нет амфиболита (0-2 % амфиболитов, 40 % гранитов, < 60 % гнейсов), то IMR мог возникнуть не в центральном кратере. Как и AC, вероятно, IMR вынесен через дайки/трубки вне цоколя, поскольку и в дайковых брекчиях амфиболита мало. Одно из доказательств — чисто гранитная дайковая брекчия за пределами кратера на C3, где эжекты резко прерываются морфологическим валом (что, видимо, говорит о строгой тектонике).

Если мафические камни из глубин стали основой малых кластов в зювитах [Artemieva, 2013], это согласуется и с их мантийным генезисом. Известно, что в глубокой мантии амфиболит возникает в связи с метаморфизмом низких давлений и высоких температур [Хаин, 1995]. Если после депозита у всех зювитов была T>540°C, то термального различия между зювитами и когерентным плавленным щитом почти не было [Iseri, 1989].

#### ГЛАВА 6. МОДЕЛИ и РЕАЛЬНОСТЬ

#### 6.1. ГЛУБИННОГО ВЗРЫВА МЕТЕОРИТА НЕДОСТАТОЧНО

Долго доминировавший вариант импакта в Рисе [Kieffer, 1980] утверждал, что зювиты и плавленные стекла в них возникли из седиментов при карбонизации кальцита. Но для этого требуется P=45-70 ГПа, которого седименты в Рисе не испытывали [Engelhardt, 1997]. Тогда решили, что метеорит «выложился» ниже гранитного слоя. К такому заключению привели учет пирогенных камней и факт, что высокие слои базиса (граниты) подверглись P<10 ГПа, а в зювитах класты глубокого цоколя (амфиболиты и гнейсы) со следами Р>40 ГПа. В случае такого взрыва ударная волна, пройдя от своего фронта к хвосту, отражается обратно, а вся кинетическая энергия передается сферически vбываюшим базису с пиковым лавлением. экспоненциально с глубиной [French, 1998]. Расчеты показали, что имевший скорость ~ 25 м/сек базальтовый 1-км сферический метеорит, инициирует первичную ударную волну с Р=660 ГПа, достигающую глубины 1380 м [Engelhardt, 1984]. Объем эжектов зависит от сужения ударной волны и для разных слоев не равномерен. На дне кратера модель предполагала ванну расплава, а зювиты, не считая основной их массы, оставшейся в кратере, отнесли к вынесенным плюмом. Из плюма они либо частично выпадали обратно в кратер (КС), либо - за пределы кратера в виде турбулентных жидких масс (AC). При этом выделяли [Engelhardt, 1997]: 1) камни базиса, испытавшие P<45 ГПа (I-II уровень шока) и улетевшие по баллистике, образуя полимиктовые кристаллические брекчии; 2) более шоковые плавленные класты, ставшие основой TC и создавшие AC; 3) самые шоковые камни совместно с не плавленными и не шоковыми кластами, образовавшие обратные КС и слой обедненный плавленным материалом, спадающий с глубиной вплоть до базального с отсутствием стекол.

Эта модель глубинного взрыва неожиданно потерпела крах по следующим причинам. В комплексных структурах импактов в

кристаллических, или смешанных с седиментами камнях, всегда наблюдается непрерывный слой ударного расплава IMR [Dressler, 2001]. Однако, в центральном кратере Риса он отсутствует. Плавленный слой обязан возникнуть параллельно с ударным плюмом, который должен содержать только мелкограненные зювиты. Согласно моделированию [Artemieva, 2013], первичный взрыв мог создать слой обратных КС, толщиной в несколько метров, и AC дц-толщины на самом верху непрерывных депозитов в бланкете; и исключительно из седиментов. В Рисе совершенно иная картина. Непрерывный слой КС имеет 300-м толщину, а слои AC - 10-80 м; и оба типа зювитов содержат крупные частицы. В итоге, предполагавшийся первичным ударный плюм [Newsom, 1986] не объясняет ни отсутствие IMR на дне кратера, ни параметры зювитов. Был ли импакт в Рисе, если первичный взрыв метеорита не способен породить наблюдающиеся слои зювитов?

#### 6.2. УРОВНИ ШОКА — ВЗРЫВЫ ТРУБОК

Согласно расчетам импакта [David, 1979], зювиты нельзя было транспортировать дальше внутреннего кольца Риса. АС выпали при униформной, относительно низкой T~750°C [Engelhardt, 1995], что говорит об отсутствии переходов в плотные фазы (кроме стишовита) и/или аттенюации ударной волны. Обычно, малый контент, загрязненный ударником, эжектируется джетом, с близкой к <sup>1</sup>/<sub>2</sub> скорости импактора [Koeberl, 2002]. Но скорости BB в мегаблоковой зоне были явно ниже 2.5 км/сек. Тогда, АС это - не эжекты центрального взрыва и попали на поверхность через локальные трубки за пределами кратера, что зачеркивает гипотезу импакта.

Свойства расплава стекол показали, что только зювиты несут в Рисе след высокого, вплоть до IV уровня, шокового метаморфизма [Engelhardt, 1997]. Различная петрография блоков внутри их секций в колонке Норд73 [Pohl, 1977, р. 387] говорит о мультифазности образования слоев КС. Давление с P=25 ГПа на 600-м глубине падает до P<5 ГПа на глубине 1.2 км [Engelhardt, 1977]. Не отвечает аттенюации шоковой волны в автохтонных камнях и разница в P=20 ГПа, где она должна составлять 2 ГПа [Stöffler, 1988]. Поэтому базис считают коренным. Но отмеченная разность давлений, скорее, индикатор пошаговости роста диатрем снизу вверх, чем импакта. Рост от P=5 ГПа (1.2 км) до P=25 ГПа (600 м) - индикатор мощного взрыва наверху базиса (в слое под гранитами), а до этого – слабых взрывов при подъеме. В Рисе установлено два уровня шока: 1) P<10 ГПа (BB, седименты и кристаллические блоки, мономиктовые брекчии); 2) P>10

ГПа (полимиктовые кристаллические брекчии и зювиты). Самому глубокому подъему ТС подверглись слои пре-Варискана, с 2.5-4 км глубины. Брекчии высоких слоев испытали P<20 ГПа [Engelhardt, 1995]. Ударный метаморфизм выражен так: граниты и гнейсы менее 10 ГПа (разломный кварц и полевой шпат); амфиболиты — 10-30 ГПа (диаплектовые кварц и полевой шпат) и 35-50 ГПа (диаплектовый кварц и полевошпатовые стекла) [Abadian, 1972]. Могла ли ударная волна создать Р=80 ГПа и Т=20000°С, присущие импакту и выложиться на глубине 1380 м вообще, если модель глубинного взрыва дает P<10 ГПа в самых нижних слоях щита [Engelhardt, 1997]? Если ударная волна упала на глубине в 1 км до T=150°C [Kenkmann, 2014а], то за счет чего поднятие шло с глубины 4 км? В колонке Норд73 шок не превышал величин І-0-І-0. Согласно ударным эффектам на разных минералах (пример - кварц), Р=16 ГПа на глубине 505 м упало до 9 ГПа на 670 м [Engelhardt, 1977]. В этом же лиапазоне (505-670 м) нашли шаттер-конусы, спалающие с глубиной ниже 600 м по интенсивности. Поэтому ударная волна не могла экспоненциально усилиться ниже 600 м. Наоборот, на самом дне, на отметке 1206 м, вероятно, было P<1 ГПа, т.к. в биотитах излом [Pohl, 1977, р. 375]. В базальном слое (515-602 м) больше шоковых, чем плавленных частиц (45:1), а значит, если бы давление и росло, его не хватало для плавления минералов. Если для АС в кластах, в основном, постшоковое давление менее I-II уровня (у 27 % 45-60 ГПа; Ш-й урвоень возможен из-за пирометаморфизма), то Ш-й уровень для КС - исключение [Stöffler, 1974, Tabl. 1; Engelhardt, 1997, Tabl. 9]. В таком случае, глубокий взрыв импакта сомнителен. По этой гипотезе, удар должен произойти в гранитный слой или ниже. Но наблюдается картина, характерная для серии взрывов диатремы, начавшихся в боковых карманах и шедших пошагово по мере подъема флюидов, с самыми мощными взрывами у поверхности. Скорее, шок (Р>10 ГПа) связан с подъемом базиса, тектоническим землетрясением и мафическими интрузиями. Вероятно, поэтому класты как КС, так и AC, относят к глубинам базиса [Artemieva, 2013].

АС и ВВ имеют четкую границу, т.е. их эжекция могла быть различной: АС — баллистика с вращением в газовом облаке и хаотическим депозитом [Engelhardt, 1997, р. 552], а ВВ — только баллистика [Melosh, 1989, р. 81]. Однако, давления менее 10 ГПа не хватает для эжекций ВВ по баллистике на 40 км [Hörz, 1983]. Нет и следов более 10 ГПа у когерентных блоков и мономиктовых брекчий, возникших из верхнего слоя базиса и содержащих до 82% пирогенных камней [Engelhardt, 1997]. Почти не подверглись шоку

кристаллические блоки в мегаблоковой зоне и в Пре-Рисе [Pohl, 1977]. Поэтому не баллистические депозиты пытались связать с импактом пористого каменного астероида, создавшего плоский поверхностный мультикольцевой кратер (отношение глубины к диаметру 1:33) [Chao, 1977]. Но с этим не согласуется баллистическая зависимость для кристаллических 25-м мегаблоков: чем глубже залегал слой, тем мегаблок ближе к центру кратера [Hörz, 1983]. Решение парадокса отказ от импакта в пользу выброса мегаблоков из глубин через сеть трубок/даек, разраставшейся от центра к периферии. Так как глубинный джет проходил нижние слои седиментов без их эжектирования на поверхность, но при последнем взрыве это произошло, то Малмиан-седиментов в AC много [Siebenschock, 1998а], АС находят локально кластерами по месту выхода трубок, а не как депозиты центрального взрыва; отличие седиментов в АС и в КС также связано с локальностью трубок. При этом стекла имеют глубинный (ультра)мафический состав [Vennemann, 20011 И. возможно, такой же генезис. Поскольку ВВ состоят из седиментов и являются основным депозитом Риса, то взрывы (ультра)мафических флюидов их породившие, происходили относительно близко к поверхности. Для таких взрывов характерно обрушение внутрь горячих остатков до уровня базиса по уже пробитым ранее путям [Sweeney, 2015]. Работал механизм множественных взрывов по мере подъема флюидов с обрушением эруптивных колонок и выбросом мегаблоков базиса. Так, на глубине 436-390 м внедренный камень образовал турбулентность (и/или застой воды, и поэтому MFCI), что объясняет наличие двух разделенных друг от друга тонких слоев седиментарных "сортед"- зювитов в колонке Норд73. В модели импакта эти слои не вписываются.

Цирконы из зювитов и BB из трех разных мест в кратере и за его пределами, несмотря на петрографически высокие уровни шока в целых брекчиях, проявили P<30 ГПа [Gucsik, 2007]. Это попытались отнести к избирательности ударной волны. Но допускать при импакте дискриминацию только цирконов спекулятивно. Эффект объясним, например, выносом "холодных" цирконов в брекчиях горячей магмы из-за смешения разных флюидов по аналогии с кимберлитовой магмой (с холодной оболочкой и горячим наполнением).

#### 6.3. НЕУВЯЗКИ КОМБИНИРОВАННОЙ МFCI-МОДЕЛИ

В связи с фиаско модели только первичного глубинного взрыва метеорита, и по аналогии со слоем ~ 1.5-км толщины серий брекчий формации Онапинг в кратере Сэдбури, Канада было постулировано

[Artemieva, 2009] дальнейшее взаимодействие в Рисе плавленных кластов с водой и летучими элементами поверхности, вызвавшее вторичные взрывы и плюм(-ы), в том числе, вдали от центра кратера. Так теория пришла к комбинации глубинного взрыва ударника и вторичных фреатомагматических (MFCI) взрывов. При рабочей гипотезе нескольких плюмов, включая ударный первичный [Artemieva, 2013], численное моделирование показало, что лишь малая часть зювитов произошла из первичного плюма, а остальные выпали из вторичного плюма, вызванного MFCI.

Однако, одно из ключевых свойств MFCI-депозитов - хорошая сортировка стеклокластов. Опанинг-формация в Сэдбури схожа с MFCI, так как содержит депозиты отсортированные, мелкограненные, доминирующие в частицах стекла с похожими профилями и выпавшие при низких температурах [Osinski, 2016]. АС Риса плохо сортированы, что опровергает принадлежность их к MFCI-депозитам. В итоге, моделирование ударного плюма в комбинации с последующим MFCI [Artemieva, 2013] не отвечает реальности. Тем самым, подтверждения гипотезы вторичных MFCI, вызванных импактом, нет. Идею MFCIвзрывов, вероятно, можно допустить только для двух слоев "сортированных" КС. Но и в этом случае не нужды в первичном метеорита, поскольку MFCI присущи диатремам, взрыве а поступление воды связано с подъемом флюидальной магмы.

При импакте разломность камней с глубиной должна падать, а для взрывов вулканов расти. У дна кратера Рис в базальном слое (515-602 м) осколков много, а плавленных частиц мало [Engelhardt, 1997]. Такая картина в пользу взрыва вулкана. Число метаморфов в колонке Норд73 падает в секции 330-546 м от 65% до 55%, а затем в базальном снова растет до 72% [Engelhardt, 1997, Tabl. 6]. Для глубинного взрыва метеорита это – нонсенс (ударник должен мгновенно и униформно прошивать седименты и гранитный верх фундамента без изменения следа теплового удара), но для диатрем — типично, поскольку движение горячего вещества в них идет и снизу вверх, и наоборот. В Рисе наблюдается разбитый фундамент на глубине, с выходом расплава через поры наверх и в стороны. Судя по Малмианизвестнякам в АС, последний взрыв произошел, как и положено для диатрем, ближе к поверхности.

Серии зювитов содержат два внедренных массивных кристаллических камня на глубинах 390-436 м и 506-525 м [Engelhardt, 1997, р. 548]. Поскольку один из них обнаружен на глубине 436-390 м, а слой "сортед"-зювитов - на отметке 378.5 м, то разделяющие их 1.5 м не столь велики и, вероятно, именно внедренный камень – причина

застоя/турбулентности воды для образования за определенное время "сортед"-слоя (дц-толщины). Второй внедренный камень на глубине 506-525 м «удивительным» образом отделяет "горячие" зювиты от "холодного" базального слоя (525-602 м). Инициация MFCI-взрывов за счет той же воды, что и у первого камня, могла породить "горячие" зювиты выше базального слоя. Стекла в КС, в отличие от стекол АС, не имеют аэродинамических профилей, что говорит против их пребывания в плюме.

Сюрпризом Риса и сильным аргументом против ванны плавления внутри кратера является профиль кластов в зювитах. Было акцентировано [Artemieva, 2013], что класты имеют «надкрылья» и расщепления, но нет следа реакций с горячей ванной расплава в виде "клеточной доски" у полевого шпата или растресканной девитрифицированной текстуры ("шарообразности") у кварца (типичных для ударных расплавов с долгим охлаждением [Dressler, 2001]). Не случайно, в Рисе нехватка IMR. Судя по отсутствию нужных текстур у кластов зювитов, их контакта с ванной плавления могло вообще не быть. Поскольку базальный слой в АС не подтвержден [Artemieva, 2013], то стекла в них могут происходить вовсе не из ванны плавления. Одна из каменоломен в Рисе находится в восточной мегаблоковой зоне (в Полсингене) [Kenkmann, 2014а]. Но она не обязана отвечать эжекту большого фрагмента из центра кратера, а вероятно, локальная зона плавления и образования АС.

Установлено, что толстый до импакта слой Триаса дал мало депозитов [Pohl, 1998]. Но, если бы после взрыва образовалась ванна плавления, то и седименты Триаса в ней были бы, как и депозиты, от них производные. Аналогичная ситуация и в Штайнхайме, где найдены депозиты только Юры, а Триаса нет [Buchner, 2015]. В рамках гипотезы взрыва диатремы седименты Триаса проваливались по мере ее роста в поры и разломы. Естественно, что на момент финального взрыва у поверхности седименты Юры там еще были, а глубинного Триаса практически нет. Из-за этого в поверхностных депозитах АС присутствуют седименты Юры, но в глубинных КС их не находят. Итак, если не удаётся обосновать существование ванны плавления в кратере, то и импакта (с его ударной волной) могло не быть.

#### 6.4. ТЕОРИИ ПОТОКА. ПРО и КОНТРА

Базовый (базальный) серж, впервые выявленный во время термоядерного подводного взрыва на атолле Бикини, был круговым в профиле базальным облаком, которое неслось как плотный поток в сторону от подошвы вертикального столба взрыва [Мооге, 1967]. Такой серж транспортирует пепел, грязь, лапилли и блоки с большой скоростью. При расширении газов он стремительно двигался через край кратера как солитонная волна, разрывая эжекты и питая газовозаряженный плотный поток своего облака. Это движущееся горизонтально облако имело стартовую скорость > 50 м/сек и могло доставить осколки за километры. Ближе к центру взрыва базовые сержи это - радиальные депозиты с тонкими осадками [Мооге, 1967]. Вероятно, поэтому в Рисе зафиксированы оси-лучи распространения эжектов. Базовый серж характерен для поверхностных, подводных и фреатовулканических взрывов (в маар-вулканах) [Fisher, 1970].

Поначалу поверхностным сержем на дистанции от точки взрыва объясняли в колонке Норд73 интрузивный характер секции КС ниже 515 м и остальные «холодные» слои, а также зювитную дайку на глубине 642 м. При этом верхние, «горячие» КС относили к обратному депозиту из плюма [Pohl, 1977]. Серж пирокластики, со своей атмосферной составляющей, способен отвечать одновременно и за «холодные» КС на дне кратера, и за «горячие» КС наверху.

Главные аргументы, выдвигавшиеся против смещения эжектов потоком плавления, или т.н. поверхностной потоковой плавленной фазы, это - иррегулярный контакт базального слоя AC c подстилающими ВВ, а также отсутствие четкой текстуры потока в зювитах, в отличие от игнимбритов [Artemieva, 2013]). Но в случае гранулярного потока (матрица зювитов первично представлена частицами), все эти доводы, вероятно, снимаются. Тем самым, транспортировка депозитов за пределы кратера облаком импактного плюма не подтверждается. Зювиты в Рисе — осколочные и, судя по их редким (< 15%) плавленным кластам, воздействие тепла на них было слабым, отвечающим окружающей температуре. "Горячих" КС мало, они занимают тонкий слой на поверхности внутри кратера и нигде не смешаны с "холодными" зювитами. Для "горячих" АС зювитов и "холодных" ВВ истории депозита отличаются (углы, скорости) и, не исключено, что они были разными по времени депозитами [Hörz, 1981]. Для «мгновенных» импактов такая картина - парадокс.

Относительная частота первичных эжектов из кратера инверсионная: чем глубже залегание, тем их меньше (хотя верхней Юры - до 80%). Вместе с тем, глубинные класты находят не только во внутреннем кольце кратера, но и на R=37 км со следами P=25-40 ГПа. Основные эжекты с 200-м глубины выпали внутри тектонического вала. Поскольку сейчас там депрессия, камни имели вертикальное смещение при уплотнении из-за подъема в центре кратера. Это поддерживает баллистическое смещение, а уже финальная картина связана с турбулентным сержем осколков при образовании вторичного кратера. Выбросы в Рисе в основном вторичнобаллистические и "холодные" [Hörz, 1983]. Всё это — против импакта.

#### 6.5. ТОП-СЛОЙ И ИГНИМБРИТЫ

Зювиты Штайнхайма и Риса проявляют свойства вулканических игнимбритов. Игнимбриты - пирокластические плотные потоки суспензии и газа при коллапсе эруптивных колонок с выбросом депозитов за кратер [Schminke, 2005]. При этом наблюдают мелкограненный базисный серж, идущий вслед за слоями пемзы, покрытой пеплом, выпавшим обратно из атмосферы, с фрагментами камней с обратной градацией. В верхнем слое игнимбритов доминирует дегазация трубок. Как и у игнимбритов, у АС Риса отмечена дегазация трубок, обратные углы и не эрозионность базиса.

Хотя коллапс эжект-плюма не обязан вызывать сортировку и градацию, их связывают с гравитацией, что способно вызвать пеплоподобные частицы наверху зювитов. Их топ-слой имеет следы «сварки» динамического коллапса выпавшего горячего плюма. В Рисе 50 см-толщины слой градации "первичных" зювитов связывают с плюмом [Stoffler, 2013]. В Штайнхайме мощный слой брекчий покрыт тонкограненным слоем в 5-10 см [Buchner, 2015] со скрыто-потоковым сдвиговым доменом плоских фрагментов песчаников, гладкой поверхностью плавленных частиц, карбонатными кластами с «нелетучими» краями и флюидной текстурой прожилок у осколков. Плюм мог вытянуться в столб, и легкие частицы унесены в атмосферу. Они упали обратно на более тяжелые класты, выпавшие раньше, и образовали слой сверху. Осколки покидают кратер и как лавинный поток. В голове идут не вязкие и турбулентные легкие слои, преодолевшие внутренний вал создавшие равномерные И гетерогенные депозиты, как в Оттинге Риса. В хвосте лавины - вязкие из-за охлаждения плотные потоки, создающие градацию депозитов как в Вёрнитцостхайме [Meyer, 2007].

Плавленные частицы в сплошных брекчиях Штайнхайма говорят о приповерхностном турбулентном перемешивании во время плавления, проходящем через брекчированные линзы [Buchner, 2015]. Класты известняков проявляют делетучесть и/или спекание при T>650°С нагрева за секунды [Buchner, 2007], и декомпозицию при T>1200°С. Игнимбритные, обратно выпавшие, слои наблюдались и в других кратерах [Buchner, 2010]. Так, 30-см толщины топ-слой зювитов

кратера Босумтви, Гана состоит из микротектитных плавленных сферул [Losiak, 2013]. Поэтому или импакты реально отвечают за инициацию игнимбритов, или все эти кратеры - не импактные.

Однако, кроме топ-слоя, распределение АС в Рисе показало только составляющую горизонтальную лвижения без вертикальной [Bringemeier, 1994]. Тем самым, поток AC аналогичен пирокластике. Но, по расчетам [Artemieva, 2013], максимальная толшина MFCIиндуцированных зювитов равна 60 м возле внутреннего кольца (R=6.5 км), и понижается до 25 м в Оттинге (R=17 км), что не характерно для пирокластики. Вероятно, несоответствие связано со сложным рельефом, создавшим обратный ток в серже и/или ветвление с дистанцией по трещинам. Поскольку в Вёрнитцостхайме (толщина слоя АС - 84 м [Pohl, 1977, р. 370]) грани и объем плавленных кластов с глубиной растут, а в Оттинге (толщина слоя АС - 9 м) распределены равномерно по слою зювитов (за исключением последних 2-х метров, где с глубиной падают), это можно связать с непрерывными депозитами при уплотнении (согласно текстуре) приповерхностного плюма, или с комбинацией уплотнения с квазипотоковым базальным разносом как у вулканической пирокластики [Salge, 2006]. Для диатрем, во-первых, фреатические взрывы вполне естественны; вовторых, седименты попадают вглубь после обрушения эрупционных колонок и уже затем участвуют в образовании брекчий из силикатнокарбонатной смеси. Вода в седиментах, входящих в стекла зювитов Риса сильно понижала температуру плавления и вязкость расплава, а силикатная и карбонатная жидкости указывают на турбулентное смешивание. Быстрое испарение воды в седиментах во время нагрева вызывало взрывную эрупцию, сродни фреатической [Baier, 2012]. зювиты — результат действия Поэтому плотных потоков игнимбритов. Считается [Buchner, 2010], что вычленить игнимбриты зювитов можно. Они должны доминировать от в слоях вулканическим пеплом, кристаллическими фрагментами камней и пемзой, не нести следа воздействия ударной волны и аэродинамически плавленных частиц-фледлей. Матрица зювитов превалирует в слоях с раскрошенными ударными камнями. Но вероятно, эти критерии не работают, поскольку поток игнимбритов также подвергается ударным эффектам до и во время выхода на поверхность, и аэродинамическая составляющая в подпитывающем его облаке есть. Потоковый флюид в результате импакта маловероятен потому, что масса осколков в Рисе не шоковая [Chao, 1977, р. 419], а значит, ее нагрева, как и в Штайнхайме [Buchner, 2015], не было. Для глубинного флюида выход в локальных местах с небольшой массой ударных осколков типичен.

#### 6.6. ПЛОТНЫЙ ТОК ЗЮВИТОВ БЛАНКЕТА

Кластовые, богатые плавленным материалом зювиты в кратерах импактов всегда связывали с выпадением из плюма. Но в Рисе проявления говорят, что почти круговой бланкет с АС образован смещением гранулярного флюида плотного тока частиц - аналоге вулканических игнимбритов. Было показано [Siegert, 2017], что такое описание лучше, чем депозиты из плюма или баллистические процессы, так как наблюдается высокая концентрация базальных частиц под давлением при волочении, а также финальные массивные депозиты со слабой сортировкой. Высокое содержание частиц и пепла в нижней части потоковой зоны говорит о сильных давлениях из-за торможения флюида в трещинах. Смещение газа в них привело к дисперсии и сформировало вертикальные, см-диаметра, трубки игнимбритов. Массивные зювиты есть там, где выходят трубки, через которые шёл горячий газ и испарялись депозиты. Горячая дегазация и флюидальное плавление могли образовать стекла внутри зювитов. Смещение плотными токами проявляется [Siegert, 2017] в топографии вариаций толщины слоев зювитов, их матрице, слабой сортировке, массивной природе, тонком слое грубой нижней части градации АС, множестве гидротермальных трубок, матрицах концентрических слоенных лапилли наверху кратера, инверсионно-градированном базальном слое с малыми углами кросс-стратификации. Это - свойства классических игнимбритов при гранулярных флюидных плотных пирокластических токах во взрывных кальдерах вулканов. Однако, такие признаки не характерны выпавшим обратно в кратер депозитам в импактных кратерах по всему миру [Siegert, 2017].

Нижняя часть плавленного материала КС это – грубограненные ближние фации (ударные брекчии) с остатками стекловатой матрицы между флюидального профиля кластами [Reimold, 2013]. Она схожа со спекшимися шлаками в ближних фациях нескольких щитов игнимбритов [Branney, 2002]. Большинство АС массивные, без градации, сложенные плавленными частицами и округленными фрагментами камней, что поддерживается и в плохо сортированной матрице. И вертикально, и латерально АС инверсионно градированы только в самой нижней, 4-см базальной части, где представляют постепенно исчезающее кросс-расслоение [Branney, 2002]. Плохо сортированное запруживание Риса, в том числе и в матрице, с множеством субвертикальных трубок наверху АС [Engelhardt, 1995], является классическим вариантом поверхностных, насыщенных частицами газовых плотных токов, как при радиальных гранулярных флюидно-базовых пирокластических потоках в щитах игнимбритов
[Druitt, 1995]. Плотный ток отвечает изменению топографии при обратном потоке, тогда как центральные его части внутри кратера - результат повышения смешивания во время последних фаз токов. Самые верхние части КС выпали в эти последние фазы, они лучше смешаны, и их композиция латерально более униформна [Siegert, 2017]. Модель поддерживается видом АС, где латеральнаый транспорт проявляется в форме частиц [Bringemeier, 1994] и в гранулометрии с пирокластическим плотным полем тока сортировки [Меуеr, 2008]. Напомним, что пирокластики в слабошоковых кристаллических кластах вокруг Риса - 82%, а в сильношоковых зювитных кластах - 46 % [Engelhardt, 1995].

Было отмечено [Artemieva, 2013], что плавленные частицы АС обрели свой профиль при горизонтальном радиальном движении «вверхвниз» внутри газовой среды на дистанцию 15-20 км. Одна часть из них выпала при температуре выше перехода в стекло, а другая — ниже. Первая сохранила деликатный профиль, а вторая фрагментировала во время последней фазы полета или при приземлении [Artemieva, 2013]. Эти эффекты объяснимы радиальным плотным током во время взрывов вулканов, когда термальная экспансия атмосферного воздуха достаточна для дисперсии эрупций, а газ и частицы поднимаются невысоко в атмосферу, фонтанируя и коллапсируя [Sparks, 1978].

Возможно, из-за полъема кратера И «холодного» потока флюидальность есть в брекчиях со следами нагрева. Флюид пронизывал их в Рисе, как и в Штайнхайме, поверхностно и мог быть только в местах своего выхода. Узкие дайки с мелкодисперсными гранитными интрузиями пересекают весь главный кратер. Продукты интрузий не несут следов теплового шока типа плавления, приводящих к стеклам. Эта каменная «пудра» туфов - результат пульверизации (флюидизации) камней — прошла локально через трещины к поверхности [Bucher, 1963, р. 606]. Так, в мегаблоковой зоне (в 2 км на СЗ и в 7 км на ЮВ от Нордлингена) нашли две депрессии с субкратерами ниже уровня эпицентра. Толщина седиментов, заполняющих их, в 2-3 раза больше, чем в окружении, и на 2/3 больше, чем в цоколе кратера [Bucher, 1963, р. 608]. Депрессии объяснимы более легким пробиванием поздних расплавов сквозь трещины вблизи, а не в самом, уже «зацементированном» эжектами, цоколе кратера. Итак, если проявления депозитов в Рисе и Штайнхайме не отличаются от игнимбритов. Рис относят к двухслойному кратеру из-за покрытия зювитами более легких брекчий ВВ (подобные кратеры известны только на Марсе). За такую конфигурацию депозитов вполне способны отвечать особенности

37

плотного потока игнимбритов (в свою очередь, активный магматизм, вероятно, проявляется на Марсе и по сей день [Sori, 2019]). Интересно, что под юго-западной Германией (в частности, под полем диатрем Урах), согласно сейсмике, граница Мохо расположена относительно не глубоко (25-26 км) [Gajewski, 1987], а кора оказалась ламинированной, т. е. слоистой. Источник слоистости отнесли к границе мантия-кора [Rabbel, 1998]. Интрузии таких, различающихся по свойствам глубинных слоев, могли привести и к различию между КС и АС в Рисе, и к двухслойности депозитов в его бланкете (как, собственно, и для двуслойных кратеров на Марсе [German, 2019f]).

### Глава 7. ПЛОТНЫЕ ФАЗЫ МИНЕРАЛОВ В КРАТЕРЕ РИС

В Рисе намного больше, чем в других кратерах высокоморфных минералов: коэсит, стишовит, кианит, жадеит, меджорит, рингвудит, камасит, алмаз, силикатный карбид и др. Но присутствуют и рудные Fe-Ti минералы: магнетит, ильменит, рутил, псевдобрукит. Все они могут иметь связь с глубинами Земли. Например, в мантии оливин превращается в вадслеит (на глубине 410 км), который переходит в рингвудит (на 550 км), а он - в смесь перовскита и магнеовюстита (на 660 км) [Das, 2017]. Среди ксенолитов присутствуют, в частности, коэсит, кианит, силлиманит, алмаз, рутил, ильменит, гранат, санидин и т.д. [Доусон, 1983]. Образоваться плотные фазы могли в результате электроразрядов при тектонических землетрясениях, которые фиксировались на глубинах до 700 км [Маракушев, 2011; Schubnel, 2013] и ниже, а вынесли их в кратеры флюиды мантийных плюмов.

В результате подвижек Альп или при медленном погружении и перемыве дна древнего океана Тетис, седименты в Рисе могли обогатиться такими тяжелыми минералами как циркон, гранат, рутил, кианит, кварц [Хаин, 1995].

Ударный метаморфизм в кварце создает (по мере роста давления): дробление, планарные деформации (трещины, PDF, мозаизм), изотропность, стишовит, аморфность, коэсит, плавление и постстишовитовые фазы силиката. Однако было заявлено [Stähle, 2008], что наши знания об этих процессах не надежны. Так, невзирая на консенсус, брекчирование и плавление, например, кварца и циркона при T>1700°C может вызываться не только ударными волнами, но и не ударным окружением [Officier, 1985, р. 1293]. Это касается и проявлений в Рисе.

#### 7.1. ФАЗЫ СИЛИКАТА (SiO<sub>2</sub>)

#### 7.1a. ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ (PDF)

Ламелли PDF - закрытые, мультипараллельные спайки расколов (в кварце — от 1 до 7), представляющие собой экстремально узкие плоскости (2–3 мк). Если планарные микродеформации возникают при давлении P=7-35 ГПа, то PDF развиваются в верхней части этого диапазона (P=10-35 ГПа) и включают переход кварца в аморфную фазу внутри плоскостей. Знания о PDF не полны, есть лишь данные о деформациях в кварцевых пористых песчаниках или тонкограненных сланцах. Но ударная волна, прошедшая через пористые седименты, создает больше тепла, чем в плотных камнях. Экстенсивное плавление проявляется в песчаниках при более низких давлениях (15-20 ГПа), в кристаллических камнях. Поэтому PDF в кварце, нежели возникающие при 20–30 ГПа в кристаллических камнях, не находят в селиментах (они там или не сформировались, или разрушились из-за плавления) [French, 1998]. В плотных мафических минералах (амфиболиты, пироксены, оливины), в отличие от кварца, образование PDF требует давлений P>35 ГПа, а значит, ударных форм в базальтах, которые экстремально дробятся и плавятся (полевой шпат течет). Поэтому в них возникают планарные трещины и механические близнецы, а истинные PDF редки, не выживая при плавлении. В полевом шпате PDF изучены еще хуже, чем в кварце, из-за комплексности проявлений, оптической биаксиальности полевого шпата и альтерации PDF в глину и Fe-окислы. Считают, что в геологически старых образцах PDF имеют отчетливый, но прерывистый характер. Однако, PDF депозитов вулкана Тоба [Carter, 1986, Fig.1] опровергает этот взгляд, демонстрируя непрерывность. В случае широких полос с изогнутостью (из-за клеважа или Бёмтектоники) PDF не относят к импактным [Lyons, 1993].

Несоответствие природных феноменов и опытов - причина ошибок трактования ударных кварцев. В частности, в опытах с кварцитами, в которых изменяются как ориентации, так и число PDF, присутствует зависимость от окружающей температуры. В свою очередь, в природных ударных кварцах до сих пор необъяснимо отсутствие ωориентации. Вдобавок, депозиты за кратерами содержат только малую часть кварцевых граней с PDF. Поэтому результаты, включая давления, не униформны [Lyons, 1994]. Нет ответа, почему PDFориентации кварца ядерных подземных взрывов совпадают не с импактными, а с тектоническими деформациями (пример - кратеры Канады) [French, 1998, Fig. Ia, 2c]. Ударные ламелли кварца в брекчиях обнаружены на Слэйт о-вах, что связано, согласно геологии района [Sage, 1978], с динамически смещенными диатремами щелочного магматизма. Поэтому метод гистограмм для PDF-осей [French, 1998, Fig. 4.16, 4.18, 4.27] вызывает сомнения, так как данные в нижнем диапазоне метаморфизма (7-35 ГПа) могут относиться не к импакту. PDF в виде простых и мультиплетных ламелли кварцевых граней коррелируют также с тектонико-вулканическим статическим напряжением [Officier, 1985]. Тем самым, с учетом плотного потока игнимбритов, PDF в образцах не являются доказательством импакта в Рисе.

## 7.1Ь. ДИАПЛЕКТОВЫЕ и КВАРЦЕВЫЕ СТЕКЛА

При давлениях Р>30-45 ГПа в кристалл передается много энергии, и PDF в нем не формируется. Минералы изоморфно замещаются собственной твердой фазой — диаплектовым стеклом, возникшим без/до плавления (в отличие от обычных стекол из жидкой фазы при T>T<sub>плавл</sub>.). Такие стекла по полевому шпату (плагиоклазу) — маскелениты — формируются при Р~30 ГПа, а по кварцу - при Р~35 ГПа. Диаплектовые стекла сохраняют текстуру минерала, черты кристаллов и их дефекты. Эти стекла метастабильны и не способны пережить даже средние термальные эффекты. Вместо них возникают мелкие грани агрегатов, повторяющие оригинальный кристалл. Так, в ударных камнях Риса диаплектовый кварц типично содержит локальные линзы силикатного расплава стекла.

Лешательерит - мономинеральный расплав кварца (аморфное плотнопузырчатое SiO<sub>2</sub>-стекло), признанный IMA не самостоятельным минералом, но опалом, содержащим воду [Koeberl, 2002]. Во фледлях Риса лешательерита ~ 1-3% [French, 1998]. Поскольку перед охлаждением лешательерит часто не полностью смешан с другим расплавом, в Рисе текстуры потоко-связанного стекла имеют шлиры чистого силиката [French, 1998, Fig. 6.3]). Шлиры - индикатор или высоких скоростей плавления, или быстрой закалки стекла, т.е. неравновесных процессов. Лешательерит находили и в фульгуритах тонких квазитрубчатых структурах, возникающих при плавлении поверхности во время ударов молний [Koeberl, 2002]. Но молнии возникают и при взрывах вулканов; возможна и "подземная гроза" (изза теллурических токов). Вулканические стекла из-за лешательерита в них переводят в разряд IMR, что вероятно, необоснованно. Так, стекло ливийской пустыни на западе Египта содержит лешательерит (и декомпозицию циркона). Однако, кратера нет, а таржет — почти чистый ортокварцит (Si>95 wt%). Высокий контент плавленного силиката также в уренгоитах и других стеклах Сибири, но их свойства отличаются от импактных [French, 1998]. В стеклах Риса лешательерит мог возникнуть из-за резкого охлаждения расплава силикатов глубинного флюида (через конвекцию в нем при выходе, либо из-за хлынувших в котловину рек). Тем самым, силикатный контент и лешательерит не обязательно связаны с импактами.

#### 7.1с. КОЭСИТ и СТИШОВИТ

Из 190 ударных земных кратеров стишовит и коэсит найдены совместно лишь в некоторых. В Рисе в не пористых кристаллических и дайковых брекчиях, где доминируют граниты, гнейсы и амфиболиты, обнаружили до 40 wt% коэсита и до 5 wt% стишовита.

Коэсит при динамическом давлении P>30 ГПа ударного релиза (разряжения) возникает из кварца или из стишовитоподобной фазы [Stoffler, 1971a]. Недавно прямой переход кварца в коэсит определили и в микротектитах-австралитах [Glass, 2018]. Хотя в Рисе есть гранулярный коэсит (2.5 мк) в зонах не везикулярных силикатных стекол, он превалирует в камнях с расплавленным в везикулярное стекло полевым шпатом (T~900°C) [Stoffler, 1971a]. В присутствии воды при T~700°C за 10 час. коэсит переходит обратно в кварц [Stähle, 2008]. При отжиге коэсит в расплаве (T>1100°C) почти не выживает. Но в стеклобомбах АС Риса ядро не плавленное, и коэсит сохранился.

Падение индекса отражения у кристаллов означает рост давления. В Рисе доля коэсита достигла максимума при индексе 1.462-1.460, что соответствует давлению Р~40-50 ГПа. Однако пик содержания коэсита, скорее, связан с его метастабильной кристаллизацией после релиза, т.к. в камнях с III-уровнем шока были 200-мк коэситы. Но высоким давлениям коэсит мог подвергнуться и при взрывах в глубинах Земли. Как было показано [Bucher, 1963], генезис коэсита не зависит от особых давлений. Он возникал и в кратерах при применении химической взрывчатки, и в ядерных тестах. Такие реагенты магм, как бор и флюорит, при движении флюида вверх понижают параметры образования коэсита из стекла или коллоидного силиката до Р=0.5 ГПа и Т=200°С. Коэсит находят вблизи шаттерконусов, но их окружение показало резкое различие по кварцу: от 98% в одних кратерах до почти полного отсутствия в других. Энергия его формирования могла быть кинетической, перешедшей в пульверизацию материала и усиленной за счет узких трубок (как в Рисе) [Bucher, 1963]. В опытах коэсит формируется при равновесных статических условиях (Р~2-4 ГПа, Т~450-800°С), отвечающих глубине ~ 75 км. Но, например, в доломитовом эклогите в Гриттинг, Норвегия коэсит «прибыл» с глубин ≥ 100 км [Smith, 1984]). Это подчеркивает различие опытов и природных условий. В природе разломы, по которым эруптируются туфы, достигают 10 км, а в лаборатории давление прикладывалось к малой поверхности наковальни аппарата Брилжмена [Bucher, 1963]. Коэсит не является инликатором импакта. поскольку возникает И при выходе газовых потоков из-за взаимодействия со стенками трубок вулканов (при скоростях ~ 2-4 км/сек у кварца грани ударные) [О'Кееfe, 1994а]. Метастабильный коэсит был найден в мантийных ксенолитах кимберлитов и, например, в Альпах и Гималаях в классических эклогитах и кислых камнях коры (плутонах) в связи с метаморфозом при ультравысоком давлении (UHP) во время субдукции-обдукции коры [French, 1998].

Стишовит в Рисе в кварце с планарными декорированными элементами (т. е. с флюидными включениями) не содержится. Также и ядерные взрывы, в 3–4 раза большей магнитудой длительности стресспульса, чем импакты, не показали сверхвысоких фаз давления внутри PDF. Это индикатор того, что ударная аморфизация в кварце не зависит строго от длительности пульса давления [Cordier, 1995], и стишовит образуется и без импакта. Хотя заявляют, что стишовит находили только в импактитах [Koeberl, 2002], он, как и коэсит, был и в древних мантийных породах [Smyth, 1977; Smith, 1984]. В Рисе он мог возникнуть следующими способами.

1) Мелкограненный (1.8 мк) стишовит возник локально в аморфной матрице псевдотахилита (ПТ) внутри микротрещин, кристаллизуясь при разрыве из фрикционного расплава в процессе нагрева слабошоковых кварцевых гнейсов Риса [Stoffler, 1971a; Leroux 2005]. Такой процесс объясняет стишовит в кратерах любого происхождения, включая тектонические (высоких T-P не требуется).

2) Размер (5.5 мк) и профиль соседних граней стишовита в ударной массе кварца Риса говорят о твердотельном (мартенситном) переходе при Р~30-45 ГПа, но средней Т~900°С (ниже Т<sub>шлавл</sub>. кварца или аморфного силиката) [Stöffler, 1984], минуя фазу коэсита, при очень высокой скорости сдвига в ударных волнах. Такой стишовит нашли в альмандиновых агрегатов прожилках плавленных стекол (это гранат-кордиерит-силлиманитовых требовало T>2500°C) среди реституций [Stähle, 2010]. В камнях Риса с шоком II-III несколько малых стишовитовых граней диаплектового стекла были в тонких силикатных доменах, локализованных между плотными гранатовыми камнями [Stähle, 2008]. Отмечено, что в зювитах Дайнингена превалируют гранат [Artemieva, 2013], а плотная фаза TiO<sub>2</sub> (акаогит)

найдена в Рисе также в ударных гранатовых гнейсах [El Goresy, 2010]. Вместе с тем, гранат - наиболее распространенный минерал в кимберлитах, что снова указывает на недра Земли. Чем больше отражений (импеданс) в гранях кварца и их число, тем сильнее варьирует температура, что приводит к сложной картине. Поэтому она не подтверждает импакта, поскольку ударные волны могли быть эндогенными из-за взрыва газовой смеси, включающей, например, глубинный метан. Спектры больших граней реликтового стишовита (5.5 мк) в ударном амфиболите в Ципплингене в дополнение к SiO<sub>2</sub> расширяются из-за Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO и CaO. Отметим, что Mg, Fe, Al, Са и SiO<sub>3</sub> – составляющие перовскита. Не говорит ли это о перовските из глубин Земли? Хотя считается, что стишовит из недр уничтожают температуры по пути наверх [French, 1998], он рециклирует воду в атмосферы посредством нижнюю мантию ИЗ «безводного» компонента субдукционной океанской коры и поднимается снова мантийным плюмом [Panero, 2003]. На глубине 1700-2200 км отмечен переход SiO<sub>2</sub> в стишовит с ромбической структурой (типа рутила). Природный «безводный» базальт (H<sub>2</sub>O=0.2 wt%) формирует там ансамбль, в котором при Р~28-60 ГПа у стишовита много водорода, хотя в сопутствующем перовските (Mg,Fe,Al,Ca)SiO<sub>3</sub> его почти нет [Panero, 2003]. Плюм захватывает такой стишовит (с водородом) и выносит наверх. Так, стишовит в алмазах из нижней мантии был найден в офиолитовой коре массива Рио-Гранде, Бразилия [Cid, 2014].

Стишовит не выдерживает T~250-400°С (Р~25-40 ГПа), но при быстрой закалке метастабильно выживает. Он мог сохраниться благодаря закалке в холодных секциях АС Риса, где наблюдались плавленные "бомбы" с матрицей стекла метровой толщины наверху и на дне АС. В опытах даже при «сухих» кондициях он переходил в другие фазы за 3 дня [Stoffler, 1971а]. Факт находок стишовита в Рисе говорит о T<250°С, что позволяет рассматривать: 1) его быстрый подъем взрывными флюидами; 2) возникновение при T<250°С из-за примесей, снижающих температуру образования в магме; 3) долгий, поэтапный подъем в мантии в холодной оболочке.

История камней с кварцем варьирует, и не получены твердые зависимости стишовита от композиции и удара в кварце [Stoffler, 1971b]. Хотя текстуры коэсита внутри диаплектового кварца и аморфного силиката хорошо определяются оптически, для стишовита они плохо известны. Так, частицы вдоль PDF кварца во фрагменте гнейса зювита из Аппетсхофена в Рисе сначала предполагали стишовитом [Engelhardt, 1969b; Stoffler, 1971a], но затем [Leroux 2005] это опровергли с применением TEM: выяснилось простое смещение тонкого ламелли PDF стекла внутри граней диаплектового кварца.

## 7.2. ДРУГИЕ ПЛОТНЫЕ ФАЗЫ В РИСЕ

7.2a. Циркон (ZrSiO<sub>4</sub>) - ортосиликат металла циркония. Он имеет магматический генезис и относится к островным силикатам OIB. Залежи циркона в Германии - район вулкана Айфель, известного полем кимберлитов. Циркон формируется при застывании лавы и содержит радиоактивный уран как трековый элемент распада. Белая оболочка на цирконе состоит из его декомпозиции - смеси у- и в-фаз бадделеита ZrO<sub>2</sub>. Частично она могла образоваться при 500-800°С, тогда как для чистого ZrO<sub>2</sub> требуется T>1150°C [Доусон, 1983, с. 119]. В ударном стекле из Мёттингена, куда вклинились малые округлые грани циркона, ядра граней содержат не изменённый циркон, и только в ободе он частично перешел в бадделеит [French, 1998]. Циркон содержит до 4% Hf, замещающего Zr, а в АС Майерс-Келлера в Рисе гафний повышен [Morgan, 1979]. Во фледлях Риса циркон, апатит и биотит - сопутствующие минералы [French, 1998]. Циркон доминирует в богатых расплавом высоких слоях КС и АС, и на востоке кратера [Siegert, 2016]. Поскольку в Рисе больших ударных давлений не зафиксировано, и ядра граней циркона не плавленные, то температур ~ 1750°С, полученных в опытах для распада циркона, вероятно, не было. Согласно трекам распада, сфен и циркон подверглись T~550°С, а апатит - T~100°C [Miller, 1979]. Эти температуры в кратере противоречат импакту, но вода и летучие элементы мантийного флюида могли понизить температуру метаморфизма минералов.

Рифтинг в Центр. Европе кульминировал в Олигоцене-Миоцене и сопровождался щелочным магматизмом. Мантийные ксенолиты вулканов Центр. Европы отвечают равновесным условиям на глубине 30-50 км (Т>900-1000°С) [Siebel, 2009]. Сообщается [Kehse, 2011], что недавно в Богемском массиве (рифт Эгер), в Баварии в горах Фихтель и в Заксене, были найдены мегакристаллы (0.3 мм) циркона в лавах Содержание включений MgO-ильменита базальта. и треки  $\delta^{18}O=5.3\pm0.3$  wt% в цирконах отвечают мантийным (ультра)базисным интрузиям, включая кимберлиты. Вероятно [Siebel, 2009], когда под давлением Африканской плиты стали расти Альпы, севернее — в Баварии и Заксене кора стала погружаться под мантию, и возникли условия для пополнения ее кремнием и цирконом. Затем вулканы проявились в Центр. Французском Массиве (Айфеле, а также в Баварии, Заксене, Богемии). Рифт Эгер возник и был активным 29-19 млн. лет назад, когда вместе с базальтами цирконы, вероятно, были эруптированы на поверхность [Siebel, 2009]. Но в их фракции есть и образцы старше 83 млн. лет [Kehse, 2011], что уникально для столь долгого пребывания в мантии. Это противоречие объясняется, скорее всего, скоплением вещества плит субдукции на разных уровнях в мантии в мегалитах слэбов. Из-за низкой теплопроводности они долго остаются метастабильными и захватываются затем плюмом при подъеме, плавясь с его веществом [Хаин, 1995]. Аналогично могли возникнуть и разновозрастные эжекты в Рисе (см. далее).

7.2b. Армолколит (FeMgTi<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) - редкий оксид, обычно образующийся при реакции Ті-магнетитов с расплавом. Но в самом кратере Рис расплава мало. Внутри стекол Риса он найден или с ильменитом, или с рутилом [Engelhardt, 1995]. При реакции термального разложения армолколита на рутил и ильменит их химия и текстура являются индикаторами обеднения кислородом, т. е. возникновения в редокссреде (или вообще без кислорода как на Луне). Для Земли быстрое плавление и закалка стекол Риса в редокс-условиях уникальны [Chao, 1977]. Армолколит, открытый в лунных образцах «Аполлона-11», был найден затем в кимберлитах трубок Юж. Африки - Мотае и Дютойтспан - в виде кристаллов в ассоциации, как и в Рисе, с рутилом и Mg-ильменитом (позднее – и в лампрофирах в Монтане, США) [Доусон, 1983, с.103; 230]. Редокс-условия выявили в нижней мантии Земли (в связи с изучением композиции Fe-Ni-C-S в глубинных алмазах) [Bullock, 2017]. Вероятно, и армолколит в стеклах Риса, кимберлитах и лампроитах аналогично имеет не импактный генезис.

2с. *Кианит* (Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>). Хотя большие грани кианита (>10  $\mu$ м) редко находят внутри силиманитов, в плотных гранатовых метаморфных камнях внутри зювитов Риса в силиманитах обнаружен ударный класт кианита, возникший из-за скачка давления (плавление силлиманита в стеклах силиката требует T>1300 C). Эти агрегаты кианита и его кристаллы типично имеют разломы сжатия [Stähle, 2004]. Возможно, кианит в Рисе - из разрушившихся ксенолитов кианитовых эклогитов (в них встречались и алмазы), поскольку эклогиты, например, в интрузиях кимберлитов содержат кианит и/или силлиманит [Schutte, 1967], а гранаты — всегда индикатор эклогитов [Доусон, 1983, с.211].

7.2d. *Жадеит* (силикат Na и Al) — щелочной пироксен. Формируется не только при импактах, но и в метаморфных породах при высоком давлении и относительно низкой температуре. Реакции соединения жадеита с кианитом и водой связаны с UHP – индикатором субдукции коры континентов. Как показали клинопироксены, обладающие значительной примесью жадеита, он в ксенолитах из мантии [Доусон, 1983, с. 135; Collerson, 2000, р. 1216].

7.2e. Меджорит (MgSi<sub>n</sub>O<sub>n</sub>) — твердый гранатовый раствор, средний между пироп-альмандином и пироксеном. В ударных амфиболитовых жилах зювитов Риса нашли два типа Са-меджоритов. Первый тип кристаллизовался из расплава внутри жил. В нем Si подвергся давлению 15-17 ГПа. Второй тип возник рядом с жилами среди роговой обманки. Для обоих типов, с учетом твердотельного механизма, предполагают фазовый переход роговой обманки в меджорит [Stähle, 2010]. Но второй тип содержал много воды (до 1 %), поэтому не является импактитом. Эти жилы в амфиболитах часто имеют композицию схожую с обшей массой базальтов Меджоритовые гранаты внутри ударных жил проявляют вариации трех конечных продуктов: граната, меджорита и Na-меджоритового граната. Все они кристаллизовались при разных UHP. В Рисе начальный контакт компрессии в центре оценивается 0.1 сек. Для 200им-толщины жилы в ударном амфиболите моделирование параметров P-T-t дает: пик T=2600°С, длительность как непрерывного давления, так и закалки — 0.02 сек, пульс шока — 0.038 сек. Малое различие между непрерывным давлением и давлением кристаллизации указывает на метастабильность меджоритовых гранатов в случае импакта [Stähle, 2017]. Но в Рисе они сохранились стабильно, что согласуется не с импактом, а с глубинным генезисом. Меджорит возникает из протолитов базальтов и перидотитов, встречается в алмазах. На границе с нижней мантией он основной вместе со шпинелью. Так, плотный меджоритовый гранат был захвачен кимберлитами у тугоплавкой поверхности на глубине 410-670 км [Sobolev, 2002], а меджорит Е-типа найден в прожилках гранатов и в композитах гранатовых ксенолитов. Рост гранатов и пироксенов в ксенолитах отмечен для кимберлитов и для композита гранатпироксенит и гранатового перидотита в ультраосновных соединениях в поясах образования гор. Этот рост отнесли к выделению пироксена из мелинитового граната. При P=15-22 ГПа Е-типу меджорита сопутствуют метастабильный пироп и стишовит [Collerson, 2000).

7.2f. *Рингвудит* (MgSiO<sub>4</sub>) — модификация оливина. Считалось, что в кимберлитах его нет [Доусон, 1983], что могло быть основанием для исключения кимберлитов в Рисе. Но открыли рингвудит в алмазе кимберлитов в Мато Гроссо, Бразилия [Bulanova, 2010; Pearson, 2014]. Расчет вязкости показал, что рингвудит содержит много воды и отвечает переходной зоне в мантии на глубине 410-670 км (устойчивость рингвудита γ-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> — глубже 520 км [Das, 2017]).

В опытах со сферическими сходящимися ударными волнами получили рингвудит (со структурой шпинели) и высокоплотную модификацию

пироксена на твердофазной стадии (до плавления) при разложении Fe-Mg алюмосиликатов (биотита, амфибола, граната) при 25–40 ГПа. Новые плотные фазы отличались от аналогичных минералов, полученных при мартенситных переходах или при кристаллизации из расплава. Это, возможно, говорит о новом механизме формирования фаз в ударных волнах [Козлов, 2010], в том числе и при сейсмах.

7.2g. Камасит. В зювитах Риса есть камаситы с двумя типами троилитов, вероятно, разного возраста. В тектитах из разных регионов, как и в Дарвином стекле, находили сферулы металлического Fe с повышенным Ni, содержащие сплав камасита, шрейберзита (Fe<sub>3</sub>P) и троилита (FeS) [O'Keefe, 1966]. Поскольку трековые элементы в тектитах явно не метеоритные [Ganapathy, 1983], эти Fe-Ni сферулы — земные. В Рисе, скорее всего, аналогично.

7.2h. Алмаз, лонсдейлит и силикатный карбид. Состоящие из кубической и гексагональной фаз поликристаллы алмазов Риса имеют низкое ppb-содержание [Siebenschock, 1998b]. В КС алмазов мало. В АС из Оттинга в образованные при импульсном сжатии графита (т.е. апографитовых) зернах алмаза (25-300 мкм), бывших в коагулянте с графитом и цирконами, обнаружили много гексагонального лонсдейлита и признаки чаоита [El Goresy, 2001; 2002]. Ударные алмазы при импакте могут образоваться из расплава при Р~5 ГПа и Т~900-1300°С. Но в плавленных брекчиях Риса их не находили. Поэтому генезисом алмазов Риса предлагали или ударный переход из графита (твердотельно), или CVD - химическое испарение из плюма (в обоих случаях – из насыщенных углеродом камней). Для перехода твердотельно графита в алмаз (в гнейсах) требуется Р>35 ГПа. В гнейсе АС (из Зеелбронна), богатого алмазами, пемзовая везикуляция содержавшего диаплектовый образиа. кварц с коэситом и полевошпатовое стекло, показала Р>45 ГПа [Stöffler, 1971а]. Алмазы во фледлях Риса или в ударных метаморфных кластах говорят о Р=60-80 ГПа [Frank, 2005]. Они были в испытавших термальную декомпозицию биотит-плагиоклазовых гнейсах [Siebenschock, 1998b]. В гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсах не только ударные алмазы, но и первичные графит-алмазные сростки, говорящие согласно структуре, о прямом твердотельном переходе графита в алмаз. Такие превращения есть только при не деформированных пластинах графита на контактах с гранатом, силлиманитом или рутилом, где сопротивление давлению максимально. Резонанс ударных волн короткой длины, соизмеримой с размером зерен пород, способен вызвать переход графит-алмаз на границах минеральных фаз [El Goresy, 2001]. Однако, хотя в алмазах Риса, как и в зювитах,

доминируют фрагменты базиса, 300-мк алмазы во фледлях не согласуются с генезисом из частиц только базиса. Алмазы в Оттинге срослись с силикатами карбида SiC [Hough, 1995]. Допускают, что сростки вклинились в стекла во время падения и охлаждения плюма в результате импакта, что близко к CVD [Abbott, 1996]. Но аналогично во время подъема мантийного плюма давление падает и происходит охлаждение и, тогда, в Рисе алмазы могли возникнуть посредством: 1) плюма из слэба и пепла игнимбритов; 2) поверхностного плотного тока игнимбритов (твердотельно); 3) низковысотного плюма, подпитывавшего поток игнимбритов (CVD-механизм).

Поэтому нет алмазов из расплава. Их апографитовость можно объяснить или разрядами молний у поверхности, или импульсным воздействием взрывов углеводородов в недрах Земли. Интересно, что

метаморфизм высокого давления, давший алмазы в Кумды-Кульском месторождении в Казахстане, связали с погружением углесодержащих седиментов в мантию. Утверждается, что среди алмазов найдены и монокристаллические лонсдейлиты [Шумилова, 2012]. Лонсдейлит был обнаружен в алмазоносных россыпях [Доусон, 1983, с. 84], относящихся к рассеяным кимберлитовым трубкам. Выдвигалась и гипотеза формирования лонсдейлита из вюртцит азотистого бора при извержении вулканов [Pan, 2009]. Но скорее всего, он является дефектом решетки кубического алмаза. Так или иначе, но импактный генезис алмазов и лонсдейлитов в Рисе вовсе не обязателен.

Переходная зона нижней мантии отмечена такими минералами, как стишовит, меджоритовый гранат, Са-Si-перовскит, Mg-Si-перовскит, Fe-периклаз, Mg-вюстит. Как и алмазы, все они, вероятно, поступают с плюмами из слэбов [Harte. 2012]. Недавно в мантии выявили (Cullinan-Large-Inclusion-Poor)-алмазы, растущие CLIPPIR с кластерами металлов Fe-Ni-C-S [Smith, Включения 2016a]. подтвердили насыщение глубокой мантии металлическим Fe. Металл Fe-Ni был растворенным в порции, связанной с рециклингом углерода и других легких элементов на глубине. Высокое давление силикатных CLIPPIR-алмазах, формирующее Са-силикатный включений в перовскит и меджоритовый гранат, говорило в пользу генезиса на глубинах 360-750 км, а Cr-обедненные гранаты об эклогитах нижней мантии [Bullock, 2017]. Утверждается, что в Рисе обнаружили и наноалмазы, что пытаются объявить индикатором его импактного происхождения. Наноалмазы в метеоритах содержат повышенное изотопное соотношение по азоту, чем отличаются от мантийных и пресолярных наноалмазов. Однако, ранняя Земля образовалась из планетозимали, состав которой отражал аккрецию микстуры

48

метеоритов [Lodders, 2000]. Они могли содержать и наноалмазы, которые мантийный плюм вынес из ядра Земли в кратер Рис в Миоцене. Вероятно, наноалмазы поступают на Землю и с космической пылью (как результат взрывов Сверхновых, и т. д.), и/или их способны образовывать плотные игнимбритные потоки в случае насыщенных углеродом пород рельефа. Возможны и другие варианты, включая формирование из C-H-O флюидных систем [Simakov, 2010]. Поэтому наноалмазы не являются однозначным критерием астроблемы.

#### 7.3. ПСЕВДОТАХИЛИТЫ и их СВЯЗЬ с ФАЗАМИ КВАРЦА

Генезис псевдотахилитов (ПТ) относят или к импактам, или к тектоническим землетрясениям. Массивные ПТ — загадка. Сложность в том, что ПТ имеют схожие проявления с ультрамилонитами, IMR и (ультра)катакластикой. Даже микроскопика не определяет тип плавленных камней. Химический анализ не подлерживает прямую генерацию ПТ при интрузии ударного расплава [Mohr-Westheide, 2011], поскольку ПТ в крупных кратерах на дистанции от центра не тектонического отличимы от плавления [Reimond. 1998]. Проникновение ПТ в породы фундамента на дистанции от зон разрывов говорит, что ПТ фиксируют сейсмику [French, 1998]. Химический состав ПТ варьирует (так, SiO<sub>2</sub>=49-71 %). Это, как и зависимость от состава вмещающих пород, говорит о тектонических фрикциях. Однотипность отличий и сходства ПТ и вмещающих пород - против их связей с импактом. В зонах поздних тектонических подвижек частичное плавление на микроуровне протекает быстро и в сухих условиях [Bucher, 1963]. Образование жил ПТ может происходить на глубинах 40-50 км. На это указывают омфацит и гранат, богатые пиропом в микролитах (мк-зернах) ПТ из норвежских каледонид (возникших при Р~3 ГПа) [Bucher, 1963]. Отсюда следует формирование ПТ при быстром сейсмогенном снятии напряжений, когда трение приводит к плавлению. Если считать ПТ не стеклом, а микробрекчией пыли камней как экстремально сухим типом туфизита, то аналогично могут возникать коэсит и стишовит [Bucher, 1963]. Считается, что ПТ импактов внушительней тектонических, могут быть ближе к центру удара и содержать стишовит или коэсит [French, 1998]. ПТ как фрикционный расплав отмечается в подкратерном базисе в форме малых жил или даек см-ширины [Dressler, 2004]. Считается, что тектонические ПТ — линейные, а импактные иррегулярные и достигают от десятков метров до километров. На дне кратера жилы импактных ПТ отличают от дайковых по следам плавления от ударного стресса [French, 1998]. Но в средних кратерах, как Рис, на дне вместо ПТ наблюдаются катакласты зювитов [Koeberl. 2002]. В Рисе ПТ несут больше следов разломного, чем экстенсивного плавления. Стекловатые прожилки в Рисе впервые нашли в Алтенбурге, округленные (r=0.1-0.4)посчитав почти MM) кристаллические ΠТ зювитов связанными с трением при тектонических подвижках. Это подтверждалось их общим химизмом с камнями базиса. ПТ были в прожилках течения в роговой обманке, биотите, плагиоклазе. Микро-ПТ, изученные позднее [Dressler, 1969b], имели почти постоянную ширину и подверглись ударному метаморфизму (что могло привести к изотропии кварца). Только потому, что похожие прожилки были в ударных кратерах Канады, в Рисе их отнесли к импактным. Вероятно, такой вывод спекулятивен: ширина ПТ в Рисе не менялась и их нашли не в центре кратера, что ближе к тектонике. Предтечей ПТ в Рисе являлись тонкодисперсные (шириной ~ 0.2 мм) ультрамилонитные «шнуры». Их выявили в измененных слабым ударом и/или в не подвергшимся шоку камнях, со следом механических царапин на минералах [Dressler, 1969b]. Этот факт противоречит импактному генезису.

ПТ делят на два типа [Martini, 1991]. Тип «А» - тонкие стекловатые жилы, шириной < 1 см, с плавленным материалом в матрице и с минералами плотных фаз. Такие ПТ относят к ранней фазе компрессии время расширения ударной волны. Тип «В» во распространен больше. Он формируется позднее во время модификации кратера и его центрального подъема, вероятно, из-за фрикций при быстром движении таржета [French, 1998]. ПТ типа «В» мощные, но без следов плавления. В ударных кратерах он имеет тот же механизм трения, что и эндогенные ПТ в разломах. Однако смещения по ударным разломам у него на порядки выше [Spray, 2003]. Хотя типично смещения при сильных землетрясениях равны ~ 10 м, во время землетрясения на Суматре-Андаман (Mw 9.1) его оценили ~ 30 м при разрывной скорости 2.8 км/сек [Vogt, 2015]. Чем породы более вязкие и хрупкие, тем сильнее и глубиннее сейсмичность. Инициировать ее могут теллурические токи, поскольку на глубине ~ 400-1000 км растет на порядки электропроводность [Магницкий, 1965]. Среди тектонитов у Хилокской впадины Забайкалья, заполненной вулканогенами, линзы ПТ имели протяженность также до 30 м [Хаин, 1995]. При тектонике известны и непрерывные ПТслои, уходящие на несколько сотен метров [French, 1998]. Использовать ПТ (особенно типа «В») как уникальный индикатор импакта нельзя, т.к. они формировались ниже дна кратеров, подвергшихся глубокой эрозии, чтобы проявить оригинальные камни и остались лишь в центре регионов подъема крупных структур [French, 1998]. В Рисе ПТ проявляют фрикционное плавление и в качестве «В»-типа найдены, в основном, не в центре, а у края внешнего вала кратера. Это значит, что и минералы типа стишовита (на периферии кратера) — не индикаторы импакта. Поскольку ПТ локализованы среди метаморфных и магматических пород, по структуре они схожи с лавами девитрификации [Хаин, 1995]. Туфы в Рисе — пирокластика и, поскольку частицы зювитов имеют размеры граней 0.25-63 мм [Меуег, 2010], это соответствует тектоническим ПТ. Предтечей ПТ в Рисе в поверхностных камнях, не затронутых шоком, был ультрамилонит, в котором порфирокласта (прекурсора) < 10%. Поэтому сдвиговые напряжения, образующие ультрамилонит и ПТ, скорее, проявления взрывных тектонических разрывов на глубине. Если учесть, что в Рисе ударные следы представлены и конусами разрушения, то и их нельзя считать признаком только импакта.

#### Глава 8. СТЕКЛА РИСА

#### 8.1. ТУБУЛЯРЫ и СУБМАРИНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ

Стекла зювитов Риса разных цветов: от бесцветных до коричневых, зеленых, розовых, желтых. Из минералов в них кварц, К-полевой шпат, плагиоклаз, кальцитный амфиболит, цеолиты, карбонаты (доломитовые), сульфиды. Сферулы Ni-Fe редки, зато много рудных микросферул Fe-сульфидов [Pohl, 1977]. В стеклах также нашли трубчатые текстуры (тубуляры), схожие с текстурами в вулканических стеклах [Sapers, 2010]. Возможно, они - результат активности микробов. Вокруг тубуляров в матрице стекол оказалось много карбоната и Fe-оксидов. Имеются и четкие паттерны видообразований в железе трубок, которых нет в насыщенных железом закаленных кристаллах. Распределение тубуляров говорит о присутствии в стеклах субстрата с переходными металлами и щелочными элементами. Но тубуляров нет в областях стекол с ниобием, который токсичен (и способен происходить даже из ядра Земли [Wada, 2001]).

В зювитах Риса стекла типично везикулярные и делятся на 4 класса [Sapers, 2010]. К 1-му классу принадлежит более 90% всех стекол Риса. Он содержит Аl-пироксены в кристаллах с 63 % SiO<sub>2</sub> и имеет повышенные FeO и MgO. (Био)альтерация максимальна в базальтовых (Si-обедненных) по сравнению с риолитовыми стеклами. Тубуляры в них разных типов («А», «В», «С»). Тип «В» в стеклах 1-го класса не объясним минералогически, но был обнаружен в стеклах субмариновых вулканических базальтов [Sapers, 2010]. Такие

базальты, возможно, связаны на арене Риса с древним океаном Тетис и остаточной офиолитовой корой. В Альпах и в Карпатах в нижней (перидотитовой) части шарьяжей сжатия офиолитов развиты складки трения из-за расплющивания в связи с удаленными коллизиями континентов. Их максимальная глубина сравнима с мощностью океанской литосферы в СОХ, а смещения происходили ступенчато [Хаин, 2005] (это отражено и в слоях кратеров Рис и Штайнхайм). Данные процессы могли привести в Рисе к прорыву и эрупциям игнимбритов и формированию стекол.

## 8.2. ГЕНЕЗИС СТЕКОЛ

Долго считали, что стекла Риса возникли из-за плавления базиса и быстрого охлаждения во время депозита до атмосферного давления и разряжении ударной волны [Engelhardt, 1995]. Т~750°С при Отношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> в стеклах и включения кристаллов показали возлействие T~1500°C [Bucher. 1963]. но лекомпозиции сопутствующих фрагментов во фледлях, возможно, несут следы плавления при T=1950°C [Engelhardt, 1995]. Однотипная химия стекол из разных мест Риса говорит, что они униформно нагрелись и остыли. Поскольку остеклованные частицы нашли только на верхних и нижних поверхностях АС, охлаждение могло идти за счет конвекции флюидов [Vennemann, 2001].

Обычно импактный расплав формирует малые иррегулярные тела, сходные с вулканическими лапилли и бомбами по размерам. Однако, вместо ожидаемых типичных размеров до 20 см, в зювитах Риса они аномально большие: максимальная из найденных плавленных бомб ~ 2.5×0.5 м [Stoeffler, 2012]. Фледли - экстремально деликатные, аэродинамически скульптурные стекла, плоские и микстура флюидности желобов течения и везикулярности, с включениями фрагментов базиса [Hörz, 1965; French, 1998]. Однако флюиднопластичные включения в камнях метеоритов крайне редки, но в содержанию минералах повсеместны. По земных легких редкоземельных (LREE) и тяжелых литофильных элементов, стекла могли бы происходить из базиса Риса [Sapers, 2010]. Но, химическая композиция, постоянная для стекол, сильно различается для литиккластов. Так, никеля больше во фледлях, чем в камнях базиса. Мелкограненная матрица зювитов почти совпадает с матрицей фледлей, имея повышение Hf, Ta, Th, U. Однако этих элементов в зювитах и фледлях значительно больше, чем в гранитах или гнейсах фундамента. Петрология кластов [Engelhardt, 1997] и Rb-Sr система гранитов и гнейсов базиса [Horn, 1985] показали, что многие класты -

закрытая система, поскольку их химический состав и возраст не отличаются от не шоковых Молданубикум-камней Юж. Германии. Тем самым, фледли не могут происходить только из камней базиса. Уже давно говорилось, что камни базиса отвечают только за пеструю кластику, но не за расплав [Pohl, 1977, р. 361]. Расплав в КС менее основной и более силикатный, чем у камней глубокого базиса [Artemieva, 2013]. Поэтому возможный генезис стекол: 1) седименты; 2) ударник; 3) мантийный плюм с эрупцией игнимбритов.

Первая версия поддерживалась основными и трековыми элементами, общими во фледлях и в двух плавленных коровых образцах AC [Engelhardt, 1967]. В плавленном материале AC из Хохеналтхайма определили 80-90 % Малмиан-известняков поверхности (хотя во всем камне их 1.2 %). Есть мнение, что фледли состоят из глин Мезозоя, а матрица зювитов — из термически измененных седиментов [Baier, 2012]. Размер зерен, каналы выхода газов и мелкозернистый туф указывают на эжекции фледлей как шторма пирокластики, т.е. игнимбритов. Было установлено [Artemieva, 2013], что композиция расплава в зювитах отлична от расширенной в IMR, а в IMR, в свою очередь, разнообразна от места к месту. При этом как в зювитах, так и в IMR, она более гомогенная, чем в потенциально исходных камнях не только фундамента, но и седиментов [Artemieva, 2013].

Зювиты за кратером имеют вертикальный профиль, свойственный выходу через узкие трубки, имеющиеся по всему периметру Риса и пересекающие аллохтонные осколки в кратере. Тем самым, они моложе депозитов центрального взрыва [Bucher, 1963]. Это говорит в пользу мультифазности депозитов и выносе их вне центральной депрессии. Кора камней базиса в трубках почти без следа окалины. Седименты, найденные внутри трубок, провалились в них сверху [Bucher, 1963]. Такая картина характерна для диатрем. Под плавленными брекчиями наблюдаются ВВ с четким не эрозионным контактом и внутри кратера, и за ним [Hörz, 1981]. Отсюда, депозиты АС последовали позже ВВ. Серьезного теплового следа нет ни в аллохтонных массах, ни в ВВ, ни в других продуктах центрального взрыва. Значит, центральный взрыв был слаботепловым и не мог создать ни ванну плавления (как это пытались [Artemieva, 2013] постулировать в моделях), ни когерентный слой IMR. Для выхода эндогенных, возможно, рекурсивных, эжектов через сеть трубок это — норма: сначала холодные газы флюидов высокого давления, опережающие магму, пробивают поверхность, а так как камни базиса в зювитах смешаны со стеклом, далее выносятся мелкодисперсные туфы зювитов, порожденные глубинной магмой [Bucher, 1963].

Содержание воды в стеклах Риса превышает 1 wt% (1.3 - 3.8 wt%), что также сюрприз, поскольку в импактных стеклах воды типично менее 0.15 wt% [Beran, 1997]. Поэтому стекла Риса — не импактные, а, скорее, застывшая проплавленная магма. В зювитах почти нет кристаллов и лапилли магмы, поскольку они не пережили перегрева в мантии, и на поверхность были вынесен только пепел и пемза игнимбритов. Частицы стекла в АС превалируют над сферулами кристаллов, и их число растет с удалением от кратера (возможно, самые дальние — молдавиты). Значит, АС были эжекциями не из центра кратера, а через локальные трубки за его пределами. Фледли Риса демонстрируют желоба структур течения из-за прохождения газовой среды. Ею могли быть: как мантийный флюид, так и облако низковысотного плюма игнимбритов.

# 8.3. ХРУПКИЕ ИЗЛОМЫ ФЛЕДЛЕЙ РИСА

Кроме желобов течения, фледли отличаются характерными твердым телам хрупкими трещинами. Их демонстрирует серия осколков в Рисе. Высокое натяжение, приводящее к плавлению вдоль границ доменов в стеклах, вызывает хрупко-реологические нарушения. Они могли возникнуть как при приземлении зювитов, так и при тектонических подвижках базиса. Обычно для силикатных расплавов существует температура охлаждения, когда из них образуются твердые стекла. Это зависит как от механических свойств материала, так и от его вязкости при переходе к хрупким разломам. Для Риса возник парадокс: многие стекла с трещинами в момент депозита находились ниже температуры перехода в твердое стекло, однако содержали кристаллы пироксенов и полевых шпатов [Engelhardt, 1995, р. 289]. Решение - в эффекте постепенного повышения вязкости материала внутри Земли, приводящем к состоянию стекла [Jeffrey, 1976, р. 466]. Интрузиям магмы в мантии сопутствуют как пластичные, так и хрупкие деформации из-за давления внедряющихся расплавов. Хрупкая деформация сопровождается метасоматозом, открывая путь флюидам магмы в виде жил и пегматитов. В гарцбургитовой и гранатлерцолитовой зонах мантии есть тела менее ультраосновных пород -«мариды», пироксениты, эклогиты, являюшиеся застывшими расплавами [Доусон, 1983, с. 244]. Вероятно, они и есть внедрившиеся стекла в зювитах Риса. Так, химический состав стекол обогащен окружающего расплава шлирами с элементами относительно пироксена (Ca, Fe, Mg, иногда - Si или Al) [See, 1996].

Если остаточная намагниченность зювитов обязана магнетиту, то для зювитов температура была выше его T<sub>c</sub>=580°C. Поскольку при

T~750°С начинается пластическая деформация стекол, но ее следов в стеклах Риса нет (кроме фледлей), то T~750°С — максимальна для депозита зювитов с включениями бывших твердыми стекол. Кристаллизация начинается при T=650°С. Ее зювиты достигли от T~750°C уже через час после депозита [Engelhardt, 1995, р. 292]. При этом депозиты Риса содержат только земные минералы, а значения изотопов  $\delta^{18}$ O и  $\delta^{17}$ O стекол Риса лежат на кривой фракционирования граней земного, а не внеземного генезиса [Vennemann, 2001]. Поэтому выводы петрографии, давшие высокие Р=60 ГПа и Т=2000°С, относятся к параметрам в недрах Земли. Туфы созлаются типом вулканических спениальным эрупций, когла магма конвертируется в горячий поток пепла с T~850°C [Ross, 1961]. Они и отвечают за итоговое образование фледлей и стекол в АС Риса.

## 8.4. КАРБОНАТНЫЕ СТЕКЛА и КАЛЬЦИТ В ЗЮВИТАХ

Зювиты на Земле находили только в кристаллических камнях силикатов, создающих когерентные и прочные стекла. Карбонаты плавятся при более низкой температуре, поэтому считалось, что их расплавы, прошедшие закалку, стекол не формируют. Однако, в Рисе есть уникальные карбонатные (до 50 wt%) плавленные капли хондр, похожие на фрагменты стекол в зювитах. Хондры могли развиться в стеклобомбы после выпадения [Graup, 1999].

В обоих типах зювитов нашли сферулы и иррегулярные в профиле глобулы кальцита. В ядре Вёрнитцостхайма горизонты настолько насыщены кальцитом с глобулами плавления, что их можно относить к пирогенным карбонатам. Везикулярные класты кальцита внутри расплава в АС Риса обнаружены во многих местах [Muttik, 2008]. Их максимум проявился в трубках Алтенберга (на ЮЗ) [Osinski, 2014]. Кальцит доминирует в мелкодисперсной матрице ВВ [Pohl, 1977] и есть в массах поверхности. Также две плотные фазы карбонатов определили в шоковых гнейсах [El Goresy, 2002]. Согласно текстурам, генезис кальцита в трещинах различен. В основном, гидротермальный кальцит являлся чистым CaCO<sub>3</sub> с трековым MgO, но были и текстуры расплава с (MnO и FeO)>1 wt% [Osinski, 2014]. Установлено, что Mn, Fe, Mg повышены в морских карбонатах, промытых пресной водой. Поэтому находки сферул и глобул можно связать с субдукцией-обдукцией коры бывшего океана Тетис и реками после него.

Было установлено [Osinski, 2014], что в Рисе много не смешиваемых из-за разных свойств карбонатных (кальцитных) и силикатных расплавов текстур течения: костистые и эмульсионные глобулы

карбоната в силикатных стеклах, резкие мениски между силикатными карбонатными стеклами, деформированные обугленные и И карбонатные сферы внутри силикатного стекла. Это говорило о формировании стекол из карбонатных и силикатных жидкостей [Osinski, 2014]. Глобулы кальцита были в матрице зювитов, а содержали плавленные частицы силикатов глобулы поликристаллического кальцита, относимые к карбонатному расплаву. Кальцит в насыщенных расплавом брекчиях Риса — везикулярный, округленный (поскольку плавился). Его текстуры говорили о закалке частиц карбонатного расплава. Подобных текстур не находили ни в одном из импактных кратеров [Osinski, 2014]. Тем самым, кальциты указывают на их генезис из карбонатного расплава [Graup. 1999].

В Штайнхайме также обнаружили плавленные округленные (часто без следа аэродинамики) с флюидальной текстурой силикатные [Buchner, 2010] и карбонатные частицы, и прожилки в брекчиях (есть и ударные известняки) [Anders, 2013]. Согласно их геохимии [Buchner, 2013b], плавились наиболее глубинные камни песчаников и глин средней Юры, но мало карбонатов верхней Юры. Распределенные внутри брекчий плавленные частицы - индикатор силикатного и карбонатного расплавов, турбулентного движения их через брекчии, и аналог внедренных стекол в зювитах Риса.

### 8.5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНАТОВ

Высказывалось мнение. что матрица кальцитов в зювитах существенно гидротермальная [Stöffler, 2013]. Но не шоковые гидротермальные фрагменты Малмиан-карбонатов отличаются от ударных по текстуре и О- и С-изотопам. Тем самым, карбонатный расплав не мог быть порожден только плавлением Малмианизвестняков. Сегодня приоритет за комбинацией ударного расплава с индуцированным гидротермом [Osinski, 2014]. Известно, что декарбонизация с потерей летучих элементов происходит раньше, чем начало плавления [French, 1998]. Но для декарбонации кальцита требуется давление 45-70 ГПа, которого седименты в Рисе не испытывали [Engelhardt, 1997]. Это ставит под вопрос плавление карбонатов в самом кратере, а значит, и импакт в нем. Вместе с тем, значения  $\delta^{18}O$  [SMOW]=14.6-24.6 ‰ матрицы кальцитов в Рисе согласуется с глобальным диапазоном карбонатитов (4.8-28.5 ‰) и карбонатов в кимберлитах (1.2-26.6 ‰) [Giuliani, 2014, fig. 4]. В свою очередь, стекла из разных мест Риса очень гомогенные, с б<sup>18</sup>О=6.7-7.4 интрузиям (c мантийным ‰. что отвечает повышением девитрификации и альтерации δ<sup>18</sup>О растет до 15.9 ‰). Значение δD в стеклах Риса также отвечает типичным камням магм. С ростом воды в стеклах  $\delta D$  падает от -87 до -127 ‰ [Vennemann, 2001, Tab. 5], а  $\delta D$  (от -91 ‰ до -98 ‰) соответствует европейским базальтам того времени внутри плит [Hegner, 1997].

Значения  $\delta^{13}C$  (от -3 до -14 ‰) матрицы кальцитов Риса также практически попали в  $\delta^{13}$ С-диапазон карбонатов кимберлитов (+0.2 до -11.9 ‰; из них 86% имеют мантийные значения, от -2 до -8 ‰) и карбонатитов (от +2 до -13 ‰). При этом  $\delta^{13}$ С кальцитной матрицы Риса — в "окне" эклогитов для алмазов и океанических базальтов [Giuliani, 2014, fig. 5]. Однако, все они имеют низкие  $\delta^{18}$ О (9.5-16.5 ‰) по отношению к кальцитной матрице зювитов. Но у последней сильное повышение  $\delta^{18}$ O (14.6-24.6 ‰) могло произойти и из-за выветривания, дающего аномальный рост  $\delta^{18}$ О для карбонатов (до 26 ‰) или по другим причинам (влияние гидротермов и/или метеорных холодных флюидов, не меняющих  $\delta^{13}$ С; дегазация СО<sub>2</sub>, с увеличением отрицательных  $\delta^{13}$ C; внедрение седиментов карбонатов, повышающих δ<sup>13</sup>C, т.к. с понижением температуры во время их осаждения растет δ<sup>18</sup>О в кальциевых карбонатах; солёность местной воды бывшего океана Тетис, что увеличивает испаряемость легкого изотопа  $\delta^{16}$ О и обедняет им кальцитную матрицу). Отклонение в обе стороны возможны и из-за гетерогенности мантии в связи с рециклингом слэбов коры, и зависят от степени фракционирования и давления [Доусон, 1983, с. 208].

В итоге,  $\delta^{18}$ О карбонатов кимберлитов и карбонатитов хорошо согласуется со значениями для кальцитной матрицы зювитов Риса, как и верхний диапазон  $\delta^{13}$ С. Различия же по  $\delta^{13}$ С, равные ( $-1 \div -2$ ) ‰, вполне приемлемы, поскольку генезис кимберлитов и карбонатитов до сих пор не определен. Отклонения, расширяющие диапазон  $\delta^{13}$ С до -25 ‰ при образовании матрицы кальцитов Риса, и другие варианты низких  $\delta^{13}$ С, основываясь на исследованиях [Giulliani, 2014, fig.7; Тейс, 1973], можно объяснять следующим: 1) выделением при рециклинге индукционной коры из примодального мантийного резервуара богатого органическим углеродом, и/или ассимиляцией его магмой ксенолитов коры или местных камней; 2) разделением флюидов мантии и кристаллизацией из них карбонатов, что приводит к дегазации/растворению CO<sub>2</sub>; 3) обычными метеорными флюидами.

Было установлено насыщение кальцием при конвекции в глубокой мантии [Brenker, 2005]. Кальцит также является включением в оливинах и гранатах верхней мантии. Оливин из-за серпентизации замещается кальцитом и при этом зерна фенокристаллов и ксенолитов уменьшаются [Доусон, 1983]. Возможно, поэтому их почти не находят

в зювитах Риса. Растущие параметры P-T при тектониковулканических подвижках достаточны для декарбонизации доломитов и плавления кальцитов. Быстро охладившийся карбонатный расплав мог быть везикулярным в связи с дегазацией магмы. Напомним, что в не пористых осколках зювитов Риса в шоковых амфиболитах жилы содержали два типа мантийных кальциевых меджоритов.

### 8.6. КАЛЬЦИТ и КИМБЕРЛИТЫ

Зювиты Риса схожи с туфами вулкана Айфель [Engelhardt, 1995], известного трубками кимберлитов. Максимум кальцита наблюдался в трубках Риса. Карбонатные кальциты могут относиться и ко вторичной стадии магматизма кимберлитов, насыщенных флюидами. Карбонатитовый тип кимберлита в интрузиях варьирует, что не позволяет связать кимберлита в интрузиях варьирует, что не позволяет связать кимберлит напрямую с карбонатами. Но в пользу их генетической связи говорят пределы щелочных комплексов, содержащих горячий кальцит, неразличимый в кимберлитах и карбонатитах по всему спектру свойств. И те, и другие могут происходить и из нефелинитовой магмы [Доусон, 1983, с. 131, 255], характерной и диатремам Ураха.

В Рисе основная масса зювитов в местах их выходов - богатые кластами, со стеклами *сине-серые* АС [Wagner, 1965; Bringmeier, 1994; Muttik, 2008]. Сам по себе цвет мало что значит. Однако, хорошо известна и синяя порода кимберлитов, впервые найденная в Кимберли. На поверхности кимберлит может быть окислен и разрушен, и такой землистой массе, окрашенной Fe-гидроокислами, дали название «желтая земля» [Доусон, 1983, с. 102]. На глубине она сменяется «синей землей» - лучше сохранившейся той же породой. Еще ниже идет твердый кимберлит. Часто он содержит много первично-магматического (а не гидротермального) кальцита.

Было показано [Clement, 1975], что часть жидкости флюида, обогащенная кальцитом, отделяется от кимберлита из-за ликвации. При этом допускают быстрое внедрение по разломам кальцитовой магмы. Карбонатитовый тип кимберлита встречался в основном в дайках и силлах, но его не было в диатремах, что указывало на глубинное, но гипабиссальное, происхождение (сохраняющее первичный карбонат) [Трубицын, 2008]. Карбонат верхней мантии должен быть кальцитом, а с глубиной переходить в доломит и магнезит [Доусон, 1983, с. 236]. Матрица кимберлитов содержит больше кальцита, чем доломита. Водные пары, сосуществующие с силикатными расплавами внизу верхней мантии, должны переходить в фазу богатую СО<sub>2</sub> вверху мантии [Доусон, 1983]. После отделения газов еще в доэруптивной стадии карбонаты образуют богатую летучими элементами зону эвтектики на фронте флюида [Clement, 1975]. Кальцит стабилен при высоком давлении СО<sub>2</sub>. Кристаллизация карбонатов из H<sub>2</sub>O- и CO<sub>2</sub>-магматических флюидов во время охлаждения маловероятна, поскольку растворение кальшитов растет при падении параметров Т-Р. Но она может усилиться из-за С-О-Н флюидов в верхней коре при смешивании холодных флюидов магмы и СО<sub>2</sub>-обедненных флюидов, как поверхностная таких вода гидротермы [Giulliani, 2014]. Хотя большая часть карбонатов магматическая. «гидротермальная основная вода» в них поверхностная [Доусон, 1983]. В итоге, в Рисе кальцит мог быть или первичным [Graup, 1999], или метаморфом по мелилиту (как в лиатремах Ураха). что присуше оливиновым мелилититам (связываемым с кимберлитами).

## 8.7. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАСПЛАВА

В ранних работах утверждалась гомогенная композиция стекол Риса, схожая только с гнейсами базиса [Graup, 1977; Engelhardt, 1984]. Но такой вывод противоречил его гетерогенности (от амфиболитов до кислых гнейсов) и плавлению и гомогенизации за короткое время. Вдобавок, стекла по сравнению с гнейсами содержат мало SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, но много K<sub>2</sub>O [Vennemann, 2001]. Затем были варианты от микстуры гранитов с амфиболитами [Morgan, 1979] до 11 различных кристаллических камней базиса в пропорциях литик-кластов в АС (27 % гнейсы, 21 % граниты, 13 % амфиболиты) [Engelhardt, 1997, Table 9]. Вместе с тем, идентичность композиции стекол из различных мест Риса указывала на моногенный тип камней, породивший стекла, что противоречит импакту. Для импактов утверждают расплав из широкой смеси камней базиса (и/или седиментов) и мишени [Blum, 1993]. Однако, для (ультра)основных интрузий в расплаве всегда можно доминирующий минерал. В итоге было выделить показано [Vennemann, 2001], что включение в расплав доминантным любого из (ультра)основных минералов, присутствующих в Рисе [Matthes, 1977], объясняет все его особенности.

Согласно моделированию [Vennemann, 2001], основные пропорции в расплаве всегда мажорных амфиболитов согласуются с пропорциями фрагментов камней зювитов Риса [Engelhardt, 1997]. Дегидрация плавящегося амфиболита зависит от давления, и когда оно не высокое, у амфиболита Т<sub>плавл.</sub>=550°-700°C [Engelhardt, 1995]. Эти значения отвечают T~700°C депозита зювитов. Поскольку и доминантные, и

редкоземельные композиции в стеклах Риса требуют для баланса присутствия кислых камней [Vennemann, 2001], наиболее подходили граниты или ортогнейсы, расположенные вблизи амфиболитов в верхней секции Риса [Schmidt, 1994]. Таким образом, полученные пропорции амфиболитов и гранитов в базисе практически совпали с их соотношением в AC.

Щелочным интрузиям часто характерно высокое содержание кальция. Согласно опытам, подобные магмы формируют частичное плавление (при Р>2.6 ГПа) [Nicolaysen, 1990]. Суммарный высокобарный карбонатный С-О-Н флюид в основном растворяется и испаряется при подъеме с глубин, но щелочные ультрамафические магмы остаются жидкими и не смешиваемыми [Nicolaysen, 1990]. Рис лежит на палеорифте (вместе со Штайнхаймом и Урахом), а рифтогенез континентов [Хаин, 1995] сопровождался щелочным магматизмом с бимодальными формациями базальтов мантии в сочетании с кислыми анатектическими расплавами коры. Симбиоз (ультра)основной интрузии с кислыми камнями коры при воздействии силикатнокарбонатного расплава отразился в стеклах Риса.

### 8.8. ЛАПИЛЛИ «БРЫЗГ» РИСА

В Рисе часто зювиты содержат фрагменты камней, обернутых плавленным ободком стекла. Это говорит, что камень был эжектирован вместе со стеклом [French, 1998]. В геологии известны [Доусон, 1983, с. 62] ободки автолитов — мелкозернистых пород («брызг» газового потока) или раннего, или позднего застывания магмы, цементирующиеся матрицей обломочных крупнозернистых пород той же магмы. Автолиты создаются твердеющей магмой из-за ее поверхностного натяжения и вращения. Впервые они были найдены на глубине 1 км в трубке Кимберли. Выветривание удаляет связку, но мелкозернистые ободки остаются. Ядрами (диаметром до 15 см) автолитов являются кристаллы или ксенолиты, вокруг которых нарастают мелкозернистые ободки. На крупных ядрах возникала лишь тонкая пленка. Автолиты образуются [Доусон, 1983] за счет выделения газов под давлением в пространство над магмой, смачивающей осколки вмещающих пород. Уже давно указывали на параллель автолитов в кимберлитах с лапилли туфов в трубках Швабии [Clement, 1975], где ядра оливина или мелилита окружены стеклом с мелилитовыми лейстами [Cloos, 1941; Lorenz, 1979]. Теперь мы видим те же проявления и в Рисе (лапилли «брызг»). Поскольку в наблюдали закалочные кальциты [Доусон, автолитах 1983]. тонкозернистость относят к адиабатическому охлаждению быстро расширяющегося газа высокого давления. Такой механизм объясняет «холодность» лапилли «брызг», когда успевает остекловаться только ободок. Это позволяет, вероятно, сохраняться, например, стишовиту, если он был ядром автолита, при подъеме из мантии.

## Глава 9. ДВИЖЕНИЕ АЛЬП

## 9.1. МОЛДАВИТЫ

Считается, что стекол, связанных с Рисом, было два типа: 1) фледли в зювитах, содержащие глубинную или поверхностную воду; 2) полностью обезвоженные. Второй тип, состоящий из почти чистого силикатного стекла, был описан Э. Зюссом и назван тектитами.

Поначалу рассеяние молдавитов в 250-450 км к В-СВ от Риса включало в себя полосу (шириной 32 км, длиной 150 км) двух ареалов в Богемии и четырех - в Моравии. Позднее нашли тектиты в Австрии, Польше и в Германии, под Дрезденом, который расположен на границе двух плит — Молданубикум и Саксоно-Тюрингской. При этом кратер Рис лежит на плите Молданубикум (у ее северной границы).

В стеклах зювитов Риса высокий для туфов вулканов SiO<sub>2</sub>>63%, но у молдавитов его еще больше: ~ 70-80 %. Поэтому считали, что пирогенные камни не могут быть их матрицей. Но данный аргумент слабый, поскольку риолитовые туфы, например, игнимбритов Бонанцы, США содержат 60-76 % SiO<sub>2</sub> [Lipman, 2015]. Как уже упоминалось, в зювитах Риса стекла 1-го класса содержат Al-пироксены в кристаллах с 63 % SiO<sub>2</sub> и имеют повышенный FeO [Sapers, 2010], что характерно и для тектитов.

Согласно основным и трековым элементам, возможным источником молдавитов могли бы быть пресноводные молассовые глинистые седименты, насыщенные карбонатом и кремнеземом [Lange, 2000]. Хотя фрагменты всех депозитов Риса имеют малое отклонение соотношения Rb/Sr, оно у них, как и значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, ниже, чем у молдавитов [Schnetzler, 1969] (но большое рассеяние ядра изохроны, что допускает мультифазность эндогенных эрупций). Была показана гомогенность всех районов молдавитов по  $\delta^7$ Li=07 (- 6.9) до (+ 3.0 ‰), что явно расходится с диапазоном  $\delta^7$ Li=12-61 ррт для седиментов Риса [Magna, 2014]. Относительно них молдавиты также обеднены Zn и Cu [Rodovska, 2017]. Связь молдавитов только с таржетом Риса зачеркивается как различием их по  $\delta^{18}$ O [Engelhardt, 1987; Magna, 2017], так и обилием в молдавитах по сравнению с седиментами Риса элементов с большим ионным радиусом (K, Rb, Sr, Ba), но минорность

элементов с малым радиусом (Mo, Cu, Ag, Fe) [Engelhardt, 1987; Zak, 2016]. Другими словами, простое плавление седиментов Риса для образования молдавитов не поддерживается.

В случае импакта тектиты могли бы возникнуть в ранние фазы контакта (при Т≥2000°С, Р≥80 ГПа). Поэтому рассмотрели комплексные паттерны сидерофилов (HSE, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) и отношения <sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os—<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os в молдавитах и в седиментах и зювитах Риса, а не простое плавление смешанных таржета с ударником. Это расширило спектр механизмов генезиса молдавитов [Ackerman, 2017]. Почти полная потеря земного <sup>187</sup>Os таржета у тектитов и его замещение космическим <sup>188</sup>Os объясняла бы в молдавитах низкое <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os<0.163 относительно мишени, где <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os>0.69. случае генезиса В молдавитов посредством плазменного испарения песка, в поры которого попала легкая метеорная вода, это привело бы к конденсации жидкой фазы, а повышение катионов контролировало бы ионный радиус [Ackerman, 2017]. Однако в молдавитах низкое содержание  $\delta^{18}$ O, не объяснимое фракционированием, а плазменный нагрев, ударное испарение и конденсация исключаются, как из-за малого содержания пузырьков и воды в тектитах, так и из-за присутствия в них, например, коэсита и Fe-Ni сферул. Поскольку  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D у неизмененных стекол Риса близки к значениям дацит-риолитовой композиции магматических стекол, то изотопная композиция воды, оцениваемая при равновесии в стеклах АС (при T~750°С их формации), явно должна быть близка к типичной магматической воде [Taylor, 1986; Vennemann, 2001]. Источник молдавитов приписывают к верхнему преимпактному слою седиментов, якобы нигде не сохранившему в кратере [Engelhardt, 1987]. Но существует консенсус, что полная эрозия не затронула кратер Рис. Все это противоречит импакту.

Более уверенно выглядит связь молдавитов с глубинами Земли. В мантийных камнях <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os~0.13, что близко к отношению <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os<0.163 в молдавитах. Либо мантия богата космическим <sup>188</sup>Os (изначально или в результате субдукции коры), либо после перемещения молдавитов (плотным потоком игнимбритов) на поверхности был выжжен таржет с земным <sup>187</sup>Os. Хотя обычно в эклогитах <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7077, при загрязнении их гранатом и, особенно, при покрытии оболочкой флогопита [Доусон, 1983] диапазон для эклогитов расширяется и включает отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.722±0.001 молдавитов [Schnetzler, 1969]. В древней верхней мантии минимальное первичное отношение Rb/Sr=0.23 далеко от Rb/Sr=0.77-1.2 молдавитов. Однако, либо в Миоцене в мантии Rb/Sr могло

62

повыситься, либо гетерогенная микстура фаз с разным отношением Rb/Sr образовалась во время плавления молдавитов (в молдавитах содержание Sr униформно; поэтому исходный материал или был гомогенным, или стал им при плавлении) [Schnetzler, 1969]. При выветривании и пропитке водой Rb, Sr легко выщелачиваются [Доусон, 1983, с. 81], но расширение элементов может быть связано и с мантией. Поэтому без информации о ее компонентах нельзя опираться на данные по изотопам Rb/Sr в расплаве [French, 1998].

По сравнению с тектитами Муонг-Нонг у молдавитов значительно меньше Cl и Br, но больше Sc, хотя совпадает бимодальность (слоистость) [Коеberl, 1986с]. Однако слоистость характерна и для ксенолитов, например, кимберлитов [Доусон, 1983, с. 140]. Локально пространство между кристаллами силлиманита в Рисе заполнено Alсиликатным стеклом - одной из основ тектитов [Stähle, 2004]. Как указывалось выше, вероятно, кора древнего океана Тетис под Европой погрузилась под мантию, где возникли условия для пополнения ее кремнием (цирконом и т.д.). Возможно, кианит в Рисе — из ксенолитов кианитовых эклогитов, поскольку эклогиты, например, в интрузиях кимберлитов содержат кианит и/или силлиманит [Schutte, 1967], а гранаты — всегда индикатор эклогитов [Доусон, 1983, с. 211].

лешательериты образуются Маленькие в тектитах за счет выветривания, а исходные - это матрицы чистого силикатного стекла. Сюрприз - трековые элементы, где мало Al в виде Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [O'Keefe, 1988]. Обычно они «загрязняют» силикаты. Их малость в лешательеритах, возможно, связана с началом деформации решетки при Р=4 ГПа. Подтверждение - коэсит в тектитах, возникающий при Р>1.6 ГПа [O'Keefe, 1988]. С другой стороны, тектиты не содержат кристаллов (в отличие от лав) и на их поверхности - волны, бугры и натеки, что говорит о сильном нагреве (T<sub>пл</sub>>1300°C). Поскольку охлаждение деформирует силикатную жидкость, а при падении давления она нагревается [O'Keefe, 1988], то тектиты могли возникнуть на глубине, а подвергнуться высоким температурам при подъеме к поверхности. Верхняя мантия формировалась при высоких температурах и постепенно охлаждалась при расслоении. Она потеряла больше летучих элементов, чем нижняя мантия. Отсюда, тяжелые трековые элементы могут быть из нижней мантии, а тектиты — из верхней. Однако нижняя мантия изначально холодная и нагревается радиоактивностью. Этот процесс продолжается до сих пор и способен включать эрупции тектитов. Утверждалось, что молдавиты несут следы длительного воздействия радиоактивности [Simon, 1962], а в тектитах Вьетнама, как и в иргизитах, кроме высокой атмосферной компоненты инертных газов, обнаружена и радиогенная (<sup>40</sup>Ar, <sup>4</sup>He) [Verchovsky, 1990]. На Земле из-за обогащения радиоактивные элементы концентрируются в минералах. В поясе астероидов обогащения нет, и радионуклиды ничтожны. Этот факт говорит в пользу глубинного, а не импактного, генезиса тектитов.

Смещение Вост. Альп на север началось уже в Меловом периоде. В Миоцене флиш и внешние молассы сблизили их с Богемским массивом (Венгрия является границей стыка двух типов "альпийских столкновений" [Павлов, 1932]). Поскольку под старым щитом обнаружили корни блоков поднятий молодых платформ, то нагрузки внутри плит шли через фундамент, что отражает глубину столкновений, особенно в Германии [Хаин, 1995]. Это могло породить депозиты молдавитов на востоке от Риса. Деформации включали сдвиги по горам Гарца и по Куяво-Поморскому валу [Хаин, 1995]. Молдавиты в 500 км от Риса в седиментах флювиальных слоев Силезии (Польша) переработаны в среднем Миоцене, а перемещены в позднем Миоцене. Судя по их геохимии и отсутствию автохонности, они могут быть редепозитом из Лузатии, Саксония [Brachaniec, 2014].

Следует акцентировать, что второе из трех событий вулканизма Стириан-серии в Австрии, возрастом 15.4-14.8 млн. лет (хроны C5Br-C5Bn.1n), коррелирует с кручением щита и пропуском в седиментах. Его пик был 14.74 млн. лет назад [Rögl, 2006], что совпадает с возрастом Риса. При этом компактные группы тектитов найдены и в Ниж. Австрии (в районе Граца), и на границе с Чехией (на C3 от Вены). Однако, в отличие от одинаковой геохимии австралитов, некоторые молдавиты Ниж. Австрии резко отличаются от соседних. Возможно, это связано с реседиментацией [Koeberl, 1988], но не исключено и локально-автономное их образование.

# 9.2. ДАЛЬНИЕ ДЕПОЗИТЫ РИСА?

К дальним депозитам Риса, кроме молдавитов, пытаются относить, в частности, Ройтер-блоки — малые (до 20 см) валуны юрских Малмиан-известняков внутри матрицы Моласс-седиментов OSM, найденные в 70 км на юг от Дуная в Швабских Альпах, Бавария. Там же обнаружили тонкие слои бентонитов (туфоподобных глин) из мелких остеклованных частиц, рекристаллизованных до монтмориллонита [Pohl, 1977]. Была попытка разделить OSM Вост. Баварии на Брокгоризонт и на депозит бентонитов [Ulbig, 1999]. Однако Брокгоризонт коррелирует с хроном C5ADr (14.581–14.784 млн. лет), а стратиграфия флювиальных отложений OSM здесь в Среднем Миоцене показала возраст 14.55±0.19 для стекол основного горизонта бентонитов (что согласуется и с возрастом Швейцарской Молассы; корреляции старых секций, вероятно, не верны) [Вöhme, 2008]. Поэтому они являются одновременным депозитом, хотя принадлежность бентонитов к Рису оспаривалась [Pohl, 1977, p.366].

Похожие на зювиты Риса обломки со следами ударного метаморфизма найдены в песчаниках возле Ульма [Buchner, 1996]. Но возраст формирования долин с этими песчаниками по палеонтологии не менее 18-19 млн. лет [Lemcke, 1997]. Полемично и происхождение очень мелких камней, залегающих в слоях ОЅМ в Баварии. Они принадлежат к границе Тортон/Сармат, почти совпадающей со взрывом в Рисе, но могут быть следствием Миоценового вулканизма. Аналогичные блоки найдены как на востоке Швейцарских Альп и в Шварцвальде, так и в Баварии, Австрии и Венгрии. Вероятно, они принесены течением по старому руслу Дуная [Scheunpflug, 1973], и логично связать их с тектоническими процессами вдоль разломов в долинах Дуная при движении Альп на север.

О тектонике говорит серия структур вблизи Риса и Штайнхайма. Кроме самого известного в 30 км на CB от Риса 8-км купола Шопфенхайм, в 60 км восточнее Риса открыли 2.5-км депрессию возле Кипфенберга, 850-м кратер возле Велтенбурга, 2.5-км депрессию у Алтманштайна, 4.5-км круговую структуру у Лаабера. Принадлежность их к импакту сомнительна из-за отсутствия индикаторов удара. Вероятно, они относятся или к повороту русла Дуная, или к тектоническим формам рельефа.

К удаленным депозитам в 200 км от Риса приписывают слой Брокгоризонта в районе Ст. Галлена, Швейцария [Alwmark, 2012]. Вначале его относили к вулканизму, но после находок шаттерконусов, планарных деформаций в кварце и определенного по бентонитам возраста ~ 14.5 млн. лет, решили связать с Рисом [Melosh, 1989; Buchner, 2007]. Пребывание 20-см раздробленных конусов в одном слое с кварцами, имеющими малые грани, противоречит водноречному транспорту, который естественным образом разделяет материалы согласно их размерам. Смежная литология моласс представляет собой материал с юга, т.е. с Альп, распределенного широким аллювиальным веером [Hofmann, 1951]. Это означает внедрение ударных камней в OSM-слой в Ст. Галлене. Однако удаление этих камней от Риса превышает стандарты для дальних эжектов при импактах более, чем в 2 раза, что неприемлемо. Поэтому на основании схожести Брокгоризонта в Швейцарии с Ройтер-блоками в Баварии допускают одновременный со взрывом в Рисе импакт

другого метеорита, возможно, попавшего в песчаники молассы, недолго хранящие следы кратера. Спекулятивно не исключают и импакт в оз. Бодензее. Не менее сомнительна гипотеза Рютте о связи с распадом метеорита над территорией Баварского и Богемского лесов, граниты и гнейсы которых, а также седименты Юж. Богемии и кислые песчаники Средней Европы подверглись воздействию серной кислоты. Но в таком случае кислота оставила бы след как в грунтовой воде, так и в биоте в седиментах. Однако, его нет.

# Глава 10. КРАТЕР ШТАЙНХАЙМ

#### 10.1. ПРОФИЛЬ и ДЕПОЗИТЫ

Авлакогены (палеорифты), на одном из которых расположены Рис и Штайнхайм, возникали, в основном, до Кембрия и заполнены вулканическими и щелочными базальтами, а также седиментами [Хаин, 1995]. Как и Рис, кратер Штайнхайм в Швабских Альпах формировался в седиментах Триаса и Юры, общей толщиной 1180 м, лежащих на Варискан (Молданубикум) базисе. Во время взрыва эти камни были расколоты и подняты, и верхняя порция седиментов (Юры) вклинилась в брекчии. Сейчас базис Штайнхайма (D~3.8 км) депрессия с постепенно поднимающимися краями, глубиной 110 м и центральной горкой (диаметром 900 м). Она поднимается на 50 м выше дна бассейна кратера. Такой центральный пик считается необычным, поскольку Штайнхайм — переходный между простыми и комплексными, от 3 до 5 км, кратерами на Земле [Melosh, 1999; Harwell, 2018]. Центральные поднятия известны для кратеров D~3 км (у меньших или больших их нет) [Bucher, 1963]. У геоблем (вулканов при выходе магмы) они имеются всегда, как и коллапс краев кратера, однако импакты центральных горок не создают (до сих пор не ясно, есть ли такая горка у кратера Рис). Горка Штайнхайма содержит известняки и арагонит (фазу CaCO<sub>3</sub>), которые связывают как с термальными источниками, так и с минерализацией вод озер и морей при высоких температурах. Плавленные зювиты преобладают в первичных брекчированных линзах Штайнхайма. Имея профиль флюидальности, измененные частицы стекла состоят из водных филосиликатов и вклинившихся в камни осколков кальцитов и силикатов (включая ударный кварц) [Schmieder, 2009]. Брекчии, длиной до 55 м, внутри депрессии покрыты седиментами озера и сохранились с оригинальной толщиной и позицией. Однако эжектов за пределами кратера обнаружено не было.

# 10.2. "ИСЧЕЗНУВШИЙ" ЗАКРАТЕРНЫЙ СЛОЙ ШТАЙНХАЙМА

Известно, что на планетах земного типа поверхность не имеет нужной пористости для полной компрессии взрывных депозитов [Housen, 2012], и кратеры обладают эжект-бланкетами [Buchner, 2015]. Фундаментально импакты создают ближние депозиты на дистанции 2  $R_c$  (радиусов кратера) [Barlow, 2005], а удаленные - на 4–6  $R_c$  [Melosh, 1989]. Для Штайнхайма ( $R_c$ ~1.9 км) его ближние (и средние) депозиты должны находиться не далее 4 км от центра, а удаленные — в пределах 12 км от вала кратера [Buchner, 2015]. Но их нет. В отличие от Штайнхайма у Риса их аномально много: бланкет содержит непрерывную и слоистую двухваловую структуру в 1.45–2.12  $R_c$  (до 30-40 км от центра) [Sturm, 2013].

Во время взрывов Рис и Штайнхайм были близки к северному валу провинции седиментов бассейна Альп, проходившему в 6 км к югу от Штайнхайма. Она состояла из селиментов Молассы, пролвигавшихся на север Альп с Олигоцена до конца Миоцена [Buchner, 2015]. Считается, что из-за эрозии откоса Альп, начиная со среднего Миоцена эжект-бланкет на севере Риса исчез. Остальные стороны сохранились и покрывают плато известняков верхней Юры. Максимум их толщина локально достигает десятков метров, но имеются и изолированные части с ударными брекчиями. При идентичном с Рисом откосе Альп, эжектов Штайнхайма не находят не только на севере, но и нигде за кратером. В частности, в 6 км на юге от Штайнхайма их нет в непрерывных слоях кластовых Молассдепозитов Миоцена (включая время взрыва). Не находят ни ближайших брекчий в разработках или на периферии, ни удаленных эжектов до 12 км от вала кратера [Buchner, 2015]. Между Рисом и Штайнхаймом, возле Нересхайма (20 км на ЮЗ) есть локальные камни Триаса (Койпера), которые, согласно трекам их фрагментов, отвечают средним выбросам Риса, не имеющим отношения к Штайнхайму [LGRB-BW, 2001]. Почему нет бланкет-эжектов Штайнхайма при его аналогичной с Рисом локализации на плато Швабских Альп, сходных слоях седиментов и одинаковой истории эрозии?

# 10.3. ПОЛНАЯ ЭРОЗИЯ и/или ПОРИСТОСТЬ?

Базируясь на исследованиях [Buchner, 2015], можно утверждать следующее. Подъем западной части Шваб-Франконских Альп (Штайнхайм) превалирует над подъемом восточной (Рис), что выразилось в периодической седиментации грубых кластов в западной части. Поэтому могло быть постоянное обводнение Риса, но временно

- и подводная плоскость в Штайнхайме. Поскольку их масштаб неизвестен, сатурацию считают отсутствующей, и в допущениях доминирует эрозия. Хотя, согласно консенсусу, полной эрозии в Рисе не было, она могла бы объяснить отсутствие эжектов за кратером в Штайнхайме [Stoffler, 2002]. До взрыва моласс-депозиты Миоцена имели небольшую толщину, их остатки (озерные наросты-онкоиды) сохранились на периферии и Риса, и Штайнхайма, проникнув в брекчии [Buchner, 2013а]. Они показывают, что седименты отвечают времени взрыва. Однако, среди них нет ни среднего, ни удаленного слоев эжектов Штайнхайма [Buchner, 2015]. В самом Штайнхайме найдено несколько одиноких брекчированных блоков известняков, переживших эрозию. Это — редепозиты ("Шафхалде") наверху восточного края кратера и большие блоки известняков верхней Юры ("Хиршталь") на его западе. Как палеогенные красные железистые глины ("бонерц") и болотные известняки Миоцена, выпавшие близко ко времени взрыва, так и седименты, возникшие после взрыва, находятся на км-дистанции от Штайнхайма [Buchner, 2015]. Это подтверждает, что в среднем остатки седиментов Эоцена-Миоцена пережили эрозию и до сих пор окружают Штайнхайм, как и Рис [Reiff, 2004]. Остатки миоценовых озерных седиментов и болотные известняки в окружении Штайнхайма есть в выходах внутри 12-км границы на юге и востоке кратера. Причем, именно там, где, согласно теории, должны быть ближние и средние эжекты базиса Штайнхайма. Эти седименты образовались до, во время, и после взрыва и пережили эрозию. Восток, юг и запад периферии хорошо картированы, а 5 колонок на севере в 1.5-6 км от центра досконально изучены [Reiff, 2004]. Однако, эжектов (брекчий) там не найдено [Buchner, 2015].

Объем и скорость баллистических выбросов падает с ростом пористости ударной поверхности, что способно помешать эжектам преодолеть вал кратера. Полная формация кратера образуется в твердой поверхности, где пористость менее 30–40%. Так, для Риса пористость (исходя из зювитов) ~ 28-32% [Förstner, 1967]. Если карбонатные камни Штайнхайма не были карстифицированы ко времени взрыва, поверхность удара имела пористость, как минимум, ~ 21% [Buchner, 2015]. Карстификация камней карбонатов верхней Юры способна ее повысить. Изучение колонок внутри R<sub>c</sub>~1.5–6 км [Reiff, 2004] из-за локальных различий дало общую пористость ~ 21–40% [Buchner, 2015]. Хотя ~ 30–40 % недостаточно для полного уплотнения эжектов [Housen, 2012], допускается редукция баллистики эжектов после взрыва, тонкий слой которых в бланкете мог эродировать полностью. Но был ли он настолько тонким, чтобы

исчезнуть? Модель гравитации для Штайнхайма не дает твердых результатов по уплотнению [Ernstson, 1984], хотя есть тест Бугера для гравитационных аномалий. Компактифицированные камни внутри кратера должны быть плотней окружающих. Однако внутри Штайнхайма линзы брекчий низкой плотности [Buchner, 2015]. Аномалии гравитации сильно эродированных структур слабы, и сохранившиеся структуры размером со Штайнхайм типично имеют аномалии 5-6 мГал, иногда достигая 9.3 мГал [Pilkington, 1992]. Однако, в центре Штайнхайма были детектированы аномалии только в 2 мГал [Ernstson, 1984], чего явно мало в сравнении с его размером. Влобавок. нельзя опенить релукцию баллистики из-за неопределенности пористости поверхности [Buchner, 2015]. Начальная пористость глин экстремально варьирует, доходя локально до ~ 20 %. Пористость камней средней Юры, состоящих из грязевых камней и песчаников, а позже - железистых песчаников - максимум 45 % [Fehn, 2010]. Но общая пористость депозитов юго-запада Германии сейчас 25 % (как и в Донцдорфе, в 15 км на западе от Штайнхайма [Grimm, 1990]). Поэтому остается вспомнить два варианта образования Штайнхайма [Bucher. 1963]: 1) круговая депрессия из-за коллапса; 2) результат центрального тектонического взрыва, породившего депрессию с трубками выхода, через которые вторичные слабые взрывы вынесли материал Юры.

Подстилающие слои Штайнхайма локально интенсивно тектонизированы [Buchner, 2010], а взрывные брекчии внутри депрессии показали, что был коллапс с поднятием центральной горки, что и создало кратер Штайнхайм. В Рисе газы аккумулировались близко к поверхности и прибыли быстро, а затем создали тепловой взрыв с кратером. В Штайнхайме тепловой поток был постепенным, и взрывов практически не было (потому нет выраженного кратера) [Bucher, 1963]. Если Штайнхайм — эндогенный кратер, то из списка критериев импактов выбывают шаттер-конусы и ударный кварц.

Итак, ни полная эрозия, ни пористость ударной поверхности не способны объяснить отсутствие эжектов Штайнхайма за кратером. Если бы он был импактным, то на Земле среди ~ 200 импактных структур нашлись бы аналогичные. Но Штайнхайм — единственный хорошо сохранившийся кратер без эжект-бланкета [Buchner, 2015].

#### 10.4. ШАТТЕР-КОНУСЫ (КОНУСЫ РАЗРУШЕНИЯ)

Лучеобразные полосчатые шаттер-конусы впервые нашли в Штайнхайме. Это — ряд от конусов напряжения до изогнуто-

плоскостных разломов. Для возникновения шаттер-конусов без микродеформаций в не пористых камнях требуется Р~2 ГПа, а с микродеформациями — Р~2-30 ГПа. Невзирая на эрозию, шаттерконусы сохраняются, поскольку образуются и вдали от центра взрыва. Хотя они возникают при низких давлениях, локализация расплава и стекол вдоль конусов это — комбинация удара и фрикционных механизмов, с высокими параметрами Р-Т. Критериев «истинных» шаттер-конусов до сих пор нет, поэтому их легко спутать с сотрясениями, растворениями под давлением (конус в конусе), или абразивными и другими бороздами [Koeberl, 2002]. Шаттер-конусы могут оказаться и обычными разломными или сколовыми. Но и в ударных структурах шаттер-конусов может не быть, либо их ориентация локально разнообразна [French, 1998]. Так, найденный песчаник из Бэрринжера имел рисунок типа шаттер-конуса, но его импактный генезис сомнителен [Bucher, 1963]. Они образуются и при атомных тестах, и в связи с вулканами. Взрывные кратеры, как и давление, создавшее шаттер-конусы, могут порождаться эндогенными флюидами газов. Хрупкие («бритт») структуры известны в мантии, поэтому часть шаттерированных депозитов, кроме седиментов, может иметь глубинный генезис и вынесена мантийными плюмами. Неравновесные Т<sub>плавл.</sub> минералов понижаются почти в 0.4 раза при росте числа вакансий, или хрупком дроблении и искривлении решетки при растяжении [Vogt, 2015]. Так, для типичных силикатов коры, содержащих много кварца и полевого шпата, пластическая деформация на 10-км глубине происходит при 280°С.

Известно, что для изменение формы камней необходимы пределы  $\sim 10^{-13}$ - $10^{-15}$  сек<sup>-1</sup>. Прекембрийские камни Слэйт о-вов в Канаде несут ударные следы (P=5-10 ГПа), но остаточная намагниченность говорит, что шаттер-конусы формировались за минуты между ударом и началом центрального поднятия. На островах найдены интрузивные брекчии диатрем [Halls, 1979] на пересечении двух главных разломов региона, один из которых связан с поздним щелочным магматизмом. Поэтому шаттер-конусы отнесли к диатремам, как и кварцевые грани с ударными ламелли в матрице брекчий [Sage, 1978].

Шаттер-конус может возникнуть за счет максимума компрессии вдоль главной оси конуса, тогда как два других принципиальных напряжения направлены ортогонально этой оси и создают веер. Однако, и взрывное, не импактное, воздействие на грязевые базальты [Bucher, 1963, р. 639] приводило к шаттер-конусам. Особые скорости (> 4.6 км/сек), полученные в опытах [Wilk, 2016], не обязательны [Bucher, 1963]. Быстрый подъем водного пара высокого давления

через резко кристаллизующиеся расплавленные камни - фаворит для формации шаттер-конусов [Bucher, 1963]. Хрупкие изломы влияют на понижение давления внутри камней (в этом отличие от давления в опытах), приводящее к разрывам. Так, шаттер-конусы были получены из-за хрупких изломов, появившихся на образце битумного угля [Bucher, 1963, р. 635]. Влияние газов через хрупкие изломы объясняет резкое прерывание линий конуса и отдельные конусы только внутри камней, но не на их поверхности.

Хотя апексы используют для определения источника ударной волны [French, 1998], направление на вершину шаттер-конуса не всегда признак удара оттуда, поскольку ориентации шаттер-конусов мультиплетны внутри одного камня [Koeberl, 2002]. Опыты доказали, что апексы часто направлены на противоточку к удару (так, в Крук Крике они смотрят от центра подъема структуры).

В Рисе шаттер-конусов мало из-за разуплотненных пород, приведших к падению скорости сейсмоволн: в кристаллическом базисе ближе к центру — 4.5-3.3 км/сек; наверху гранитогнейсов — 6.0-6.6 км/сек (как и в коре океанского типа, с 6.4-6.6 км/сек [Хаин, 1995]). Колонка Норд73 проходит через шаттер-конусные дно кратера с зювитами. В ней нашли до 70 даек толщиной от 1 см до 1 м. Диаметр трубок важен, т.к. влияет на скорость выхода газов. Так, для трубок кимберлитов с D=50 м скорость газов ~ 1.6 км/сек [Kundt, 2001]. Сужение диаметра трубки до 1 см дает скорость газа более 5 км/сек, чего достаточно для образования шаттер-конусов.

Из-за слабого напора газов, просто разбивающих камни на пути, на арене вулкана Айфель шаттер-конусы не наблюдались («неуспешные взрывы» [Bucher, 1963]). Но у поверхности концентрированный газ приводит к взрывному кратеру. Хрупкие изломы разрушают камни, а расплавы (включая мантийные) «высвечивают» шаттер-конусные линии, проникая в разломы [Bucher, 1963]. Индикатором импакта они не являются, т.к. взаимодействие ударных волн с таржетом до сих пор не понято [French, 1998]. Хотя шаттер-конусы распространены в Штайнхайме, он, как было показано, не импактный.

#### Глава 11. «ГОРЯЧАЯ ТОЧКА» БОГЕМСКОГО МАССИВА

# 11.1. МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ ПОЛЯ ДИАТРЕМ УРАХ

В 60 км к ЗЮЗ от Штайнхайма в Швабских Альпах находится вулканическое поле Урах, площадью 1500 км<sup>3</sup>. В нем ~ 350 туфизитных диатрем, из которых 16 содержат вулканические камни растворенные оливин-милилититы и нефелиниты. Взрывной фреатизм магмы привел к подъему глубинных вод с образованием озер мааров в эпоху Миоцена [Schmieder, 2010а]. Мелкограненный туф Ураха образован из камней базиса с базальтовыми кристаллами оливинового мелилитита, который ассоциируются с рифтовым магматизмом и пространственно с кимберлитом [Доусон, 1983, с. 120]. Это - редкий щелочной пирогенный камень с доминантой, в данном случае. мелилита и пироксена). (в других содержаший оливина полевошпатовый кальсилит KAlSiO<sub>4</sub> ультраосновных лав. Поэтому поле Урах, соседствующее на разломе со Штайнхаймом и Рисом, могло быть порождено ультраосновной К-магмой [Bucher, 1963].

Граниты Ураха выброшены через очень узкие (20 см - в корне, и 12 см - на выходе) квазидайковые трубки. Отсутствие камней стены говорит об эрупции из глубины. Сухая пудра пыли флюида проходила через дайки под напором газа как эмульсия [Cloos, 1941]. Туф вынесен заряженным пылью газом, что способно приводить к электропробоям. Там, где в центре трубки происходил взрыв и образовывалась пустота, камни с краев проваливались вниз, но сам флюид продолжал движение вверх [Bucher, 1963]. Часто маргинальные камни смещены к центру трубки и отделены от туфизитов тонкой пленкой, как и пленки в трубках Риса. Аналог трубок Ураха обнаружен для трубок кимберлита в Африке, иногда с мелилитовым базальтом, а для квази-кимберлитовых алноитов установили содержание особо взрывного газового состава, что приближает их к импактным [Bucher, 1963].

Вулканизм Французско-Богемского массива — мантийный, со щелочными базальтами и более кислыми добавками [Хаин, 1995], что отвечает и стеклам Риса. Урах содержит флогопит- и клинопироксенбогатые мантийные ксенолиты. Они возникли из-за метаморфизма в обедненной гарцбургитовой верхней мантии под Урахом (поэтому в ксенолитах много ионных литофильных элементов, LIL) [Glan, 1992]. Метасоматизм вызван плавлением перидотитовой шпинели. проявляясь в стеклах ксенолитов и в диапировом подъеме частично плавленной мантии. Редукция скорости Р-волн в литосферной мантии (ниже Мохо, до глубин в 50 км) объясняется локальным повышением флогопита в связи с ростом температуры. Коровое низкоскоростное тело совпадает с объемом ячеек магмы в Урахе, требуемых для композиции ксенолитов и распределению вулканических центров эрупции [Glan, 1992]. Еще в 40-е годы предполагали [Cloos, 1941], что Урах образован взрывным глубинным вулканическим центром, изрешетившим поверхность [Bucher, 1963]. Как и в Рисе, собственно.

Рь-изотопная композиция в Урахе [Hegner, 1995] показала сильно радиогенное отношение <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=19.4-19.9 и значения, лежащие на
мантийной линии (NHRL). По редкоземельным REE и трековым элементам мелилититы Ураха сходны с океанскими островными базальтами (OIB). Это говорит об их генезисе в Урахе с химической границы слоя старых OIB, недавно насыщенных плавленным материалом, и является индикатором мантийного плюма под Урахом [Wilson, 1995]. Согласно моделированию, Si-обедненные, но Сабогатые мелилиты формировали необычную магму вулканов Центр. Европы. Вероятно, она возникала при частичном плавлении термального граничного слоя (TBL) базиса литосферы. Эволюция граничного слоя лимитирована рифтингом и магматизмом, вызвавших Герциан-орогению и деламинацию TBL [Hegner, 1995]. Региональная геодинамика показала, что мантийный плюм, действовавший на литосферу Европы в раннем Кайнозое, включал милилититовую магму. При этом нормальная мантия претерпевала рециклинг с задействованием океанической коры. Изотопы  $\delta^{18}$ О неизмененных примитивных милилититов (4.9-6.1 %), как и для роговой обманки (4.7-5.5 ‰) и мегакристаллов флогопита (5.4-6.7 ‰) из туфов согласуются с их генезисом из типичной мантии. Эти изотопы говорят о двух стадиях плавления: вначале — в нормальной мантии, затем с участием магмы в литосферной мантии, ранее "опрокинутой" при рециклинге морской воды [Hegner, 1997]. Показательно, что в плавленных стеклах Риса также были обнаружены тубуляры, которые встречаются в стеклах субмариновых базальтов [Sapers, 2010]. Тем самым, мантийные домены типа ОІВ представляют собой холодное гетерогенное плавление в поднимающейся астеносфере под Зап. Европой [Hegner, 1995].

### 11.2. СЛОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

Ближайшее к Рису поле кимберлитов - вулкан Айфель. Метеоритных кратеров там нет, и это - аргумент против порождения кимберлитов импактами. Только для десятка из почти двух сотен ударных структур Земли грубо установлен возраст. Если нет первичного плавленного вещества, то датировки затруднены. Хотя в Рисе сохранился бланкет и плавленные стекла зювитов и/или молдавитов [Соорег, 2010], разброс по возрасту Риса внушительный: от 20.3 млн. лет до 14.9 млн. лет в одних работах [Schwarz, 2013], и от 19.47±0.57 млн. лет до 10.98±0.35 млн. лет — в других [Соорег, 2010]. Долго применяемые методики K/Ar и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, дававшие возраст ~ 15.0±0.2 млн. лет, сейчас критикуются как старящие Рис на 0.5 млн. лет [Rocholl, 2011] и подтвержденные только однажды [Abdul, 2008]. Оценки по аргону могут быть искажены или неточными константами обратного К-

распада, или не радиогенным аргоном, сохранившимся в образцах (стекла Риса — везикулярные, что связывается с дегазацией магмы; образцы таких лав сохраняют много ювенильного аргона, попадающего во включения флюидов и расширяющего общий аргон) [Tchamabé, 2013].

Возраст зювитов Риса по апатитам и цирконам [Soest, 2010] равен, соответственно, 14.08±0.26 млн. лет и 14.59±0.20 млн. лет, что близко к 14.37±0.30 млн. лет по старой Ar-Ar методике. Однако возраст по (U-Th)/Не, согласуясь с возрастом 14.37 млн. лет, оказался моложе 14.59±0.20 млн. лет, полученных современным Ar-методом [Soest, 2010]. Вместе с тем, (U-Th)/Не-датировки цирконов без учета (био)стратиграфии неожиданно еще больше омолодили Рис до 13.60±0.58 млн. лет [Cooper, 2010, Fig.1-3]. Из 27 цирконов 6 имели возраст старше 16 млн. лет, а 11 — меньше 13.5 млн. лет [Soest, 2010]. Ситуация выглядит абсурдной, поскольку 17 из 27 цирконов показали аномальный (в обе стороны) возраст Риса. Гелий не мог быть потерян из-за послеударного нагрева, т.к. это не согласуется с геологическими слелами. Заниженный возраст связывают co ступенчатым повышением давления до Р>20 ГПа. Но 20 % граней циркона ему не подверглись [Soest, 2010]. Работает ли сам метод, если 17 из 27 цирконов, что более половины, показали возраст, не согласующийся с общепринятым для Риса?

В свою очередь, стратиграфия [Dehm, 1962] и анализы пыльцы [Rein, 1958] показали, что Рис образовался перед наступлением границы Тортон/Сармат. Метод по К/Аг дал возраст 14.8±0.8 млн. лет [Gentner, 1963], а позднее по К/Аг и трекам расщепления - 14.8±0.7 и 14.0±0.6 млн. лет, соответственно, что отвечает стратиграфии верхнего Тортона [Dennis, 1971] (отметим, что недавно Тортон сильно «омолодили» до 7.246-11.608 млн. лет и ввели границу 11.625 млн. лет вместо 11.608 млн. лет). Из-за несоответствия циклов седиментов с отношением прецессия/эллиптичность (ввиду неточности тидальных коэффициентов) циклы по планктону и границам реверсной намагниченности отличаются на тысячи лет. Отсюда Тортон смещается (нужны корректировки в базе ATNTS2004 (Astronomically Tuned Neogene Time Scale) [Hüsing, 2007].

Но центральный парадокс — полученный возраст моложе, чем по магнитному полю КС [Rocholl, 2011]. Магнитная ориентация зювитов Риса — строго реверсная намагниченность. Поскольку нормальное магнитное поле существовало 14.6-14.15 млн. лет назад [Hüsing, 2010], возраст Риса менее 14.6 млн. лет, согласно палеомагнетизму, невозможен. Хрон, учитывающий реверсное поле в сочетании с

(био)стратиграфией, ограничивает (сверху) возникновение Риса возрастом 14.94±0.07 млн. лет (хрон C5Bn.1r) [Rocholl, 2011].

Для датировки Штайнхайма по К/Ar методу нет плавленных камней кристаллического шита (взрыв был не глубоким). Согласно отношению <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar криптокристаллов полевого шпата и частично плавленных песчаников, ядра возраста рассеяны от 0 до 600 млн. лет. Это не согласуется с миоценовым озером кратера и ранними оценками стратиграфии [Stöffler, 2002]. Тем самым, для Штайнхайма возраст, по Ar-Ar, не надежный [Schmieder, 2010b]. Поэтому датируют по древней биоте в седиментах. Однако сравнение биоты в седиментах одного возраста Штайнхайма и Риса не дало одновременности [Heizmann, 20021. что парадоксально. Согласно ранним оценкам биостратиграфии, моллюски в озере и на поверхности Штайнхайма имеют возраст Сармата (верхний Верхний Миоцен) и никак не старше, ибо нет биоты в самом нижнем стратоуровне даже Тортона (нижний Верхний Миоцен) [Bucher, 1963]. В дальнейшем [Pohl, 1977, p.347] утверждали, что Штайнхайм не моложе эпохи Тортон. В последнем случае выходит, что Штайнхайм старше Риса, возраст которого лежит или на границе Тортон/Сармат, или сразу после Тортона в Верхнем Миоцене [Bucher, 1963, р. 613; Pohl, 1977, р. 347]. Следовательно, Рис моложе 15 млн. лет [Rocholl, 2018]. Отсутствие следа эжектов за пределами Штайнхайма [Buchner, 2015] и между ним и Рисом [Mihályi, 2009] ставит под сомнение одновременность их образования (двойным ударником, как пытаются утверждать [Buchner, 2017а]).

В мааре Лэйхинген из Ураха обнаружили биоту, совпадающую с биотой Штайнхайма. К/Аг-метод показал, что основная эрупция имеет возраст 30-11 млн. лет. Затем этот диапазон сузили до 17-16 млн. лет, а по биостратиграфии — до 17-11 млн. лет. Но последовала новая ревизия. Оливиновые милилититы диатремы Дитенбуль, ранее датированные 20 млн. лет (возможно, старейшие депозиты Ураха), омолодили до ~ 13 млн. лет, согласно изотопам и отношению K/Ar [Schmieder, 2009]. Заодно, в контрасте с интервалом активности Ураха ~ 19 млн. лет (30-11 млн. лет) по биостратиграфии, оставили лишь короткую фазу вулканизма в несколько миллионов лет. Передатировка касается только Дитенбуля, а не всего поля Урах, и не согласуется с биостратиграфией. Однако, вопрос, кто старше - Урах или кратеры Рис/Штайнхайм принципиальный в свете проблемы индуцированного вулканизма. Можно допускать, что импакт породил все упомянутые структуры на общем авлакогене. Но, во-первых, ударник не мог случайно попасть строго между двумя плато магматического разлома. Во-вторых, даже при допущении изъянов

датировки мантийного плюма под Урахом, плюм оставил свой изотопный след в оливиновых мелилититах. Этот факт подчеркивает утверждение [Melosh, 2000; 2001], что индуцированный импактом вулканизм — миф.

### 11.3. РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВОК

Гипотеза импакта в Рисе уязвима из-за широкого диапазона датировок его возраста. Для эндогенной рекурсивной активности такой проблемы нет, поскольку она способна отвечать всем полученным данным. Для Риса интервал 19.47(±0.57) - 10.98(±0.35) млн. лет фактически совпадает и с диапазоном 20-11 млн. лет не только вулканизма Ураха [Schmieder, 2009], но и мультиплетной тектоники Стириан-серии [Stille, 1924] в Миоцене на границе Карпаты-Бадениан (Паннониан) [Rögl, 2006]. Альпы связаны с Карпатами тектоническим швом. Шарьяжи оборачиваются друг вокруг друга, вызывая кручение и образование гор эпохами [Павлов, 1932]. При этом чешуйчатую структуру шарьяжа объясняют сдвигом фундамента платформы под край Карпат. Скольжение пластин по эвапоритам и глинам доминировало в Миоцене. В итоге под Внешними Карпатами кора стала толще на 8-10 км при латеральном смещении более 30-40 км [Хаин, 1995]. Поскольку тектонический вал Риса удален от его центра почти на такую же дистанцию, можно выдвинуть гипотезу сдвига вдоль авлакогена всей плиты Молданубикум (с ЮЗ на CB) с выделением основной сейсмо- и тепловой энергии в Рисе.

В Среднем Миоцене в Центр. Европе (Италия, Швейцария, Бавария, Австрия, Венгрия, Румыния) горизонты туфов в окне возрастом 13.2-15.5 млн. лет связывают с Карпато-Паннонским полем - единственным регионом взрывного вулканизма в этот период. Горизонты пепла OSM Среднего Миоцена для кластов в седиментации Альп в Швейцарии и юга Германии коррелируют с другими депозитами тефры в Европе [Rocholl, 2018] и дают возраст эрупций 15.5-13.0 млн. лет. Стратиграфия туфов Брокгоризонта в Швейцарии, если относить их к Рису, указывает возраст взрыва 15.00-14.93 млн. лет. что палеомагнитно отвечает реверсному хрону C5Bn1r (15.032-14.870 млн. лет) [Rocholl, 2018]. Отсюда, химическое различие между плавленным материалом внутри зювитов, в отдельных частях IMR и в IMR возле [Artemieva, внутреннего кольца 2013, Fig. 26] объяснимо разновозрастными флюидами эндогенной мультиактивности. В таком случае реверсная намагниченность зювитов под седиментами с нормальной намагниченностью в Рисе связана с одним из периодов инверсионного палеомагнетизма на этой арене.

По аналогии с Рисом решается вопрос магнитных реверсов для тектитов побережья Ивори [Durrani, 1971] и микроавстралитов [Glass, 1967]. Поскольку энергия взрыва в кратерах мала для инициации реверса магнитного поля Земли [Koch, 2012], то не мощные взрывы (включая импакты) приводят к смене полюсов геополя, а наоборот, реверсы магнитного поля Земли сопровождаются тектоникой, взрывами игнимбритов и отвечают за связь полей тектитов с кратерами.

Признано, что Урах (20-11 млн. лет) старше Риса [Schmieder, 2009а; Strasser, 2011]. Это согласуется с порождением обеих структур тектоникой, но не импактом. Спектроскопия цирконов в зювитах Риса, давшая большой разброс его возраста [Soest, 2010], указывает на мультирекурсивную активность ареала и опровергает единственный взрыв (выход цирконов на поверхность также в пользу застывшей магмы).

### 11.4. ИГНИМБРИТЫ СЛОЯ ОСТРОНГ ПЛИТЫ МОЛДАНУБИКУМ

У вулканов внутри плит почти все депозиты, вплоть до кислых, принадлежат щелочным базальтам и связаны с мантийными плюмами [Хаин, 1995]. Новый механизм рассматривает подъем внутри кратонов, вызванный плюмами еще в Мезозое, но дляшийся до сих пор (за счет поднятий плавучего плотного слоя под астеносферой) [Ни, 2018]. Плюмы прогревают литосферу и отвечают за вулканизм, кимберлиты и т.д. Центр. Французский массив включает недавно Кратер Рис составляют потухшие вулканы. серии высоко приподнятых метаморфных камней (орто- и парагнейсы, метабазиты, амфиболиты и ультрамафиты) эпохи до Варискана, покрытые интрузиями молодых магматитов Молданубикума (граниты с сопутствующими гранодиоритовыми плутонами и лампрофирами) [Engelgardt, 1997]. Гранитные батолиты многофазные, формировались миллионы лет. Ранние фазы - гранодиориты или граносиениты, а поздние – щелочные (K<sub>2</sub>O>Na<sub>2</sub>O). Гранитные интрузии пересекают ультрабазиты с пошаговым повышением плоскости фолиации [Pohl, 1977, р. 347]. Согласно трековым элементам, щит Риса в целом похож на граниты и ортогнейсы Варискана Юж. Германии [Siebel, 1997], фракционирован И слегка насышен хотя менее легкими редкоземельными элементами LREE [Vennemann, 2001]. Известно, что кимберлиты, оливиновые нефелиниты, мелилититы и карбонатиты также обогащены LREE по сравнению с HREE [Доусон, 1983, с. 76].

Богемский массив делится на три тектонические зоны:

1) северная — Саксоно-Тюрингия со средненемецкими кристаллическими горами (ее граница отвечает сутуре океана Реик, отделявшей Гондвану от Лавруссии, а на пересечениях ослабленных зон над сутурами есть алмазоносные кимберлиты [Хаин, 1995]);

2) юго-восточная — Мораво-Силезия (бывший юг Лавруссии);

3) центральная — Молданубикум, возвышающаяся над северной и юго-восточной и включающая, собственно, Молданубикум (с мощными интрузиями магм гранитоидных плутонов) и микроконтинент Тепла-Барандов в Богемии.

Именно нагрузка на контактах этих зон могла привести в Миоцене к движению зоны Молданубикум по более низким соседним зонам и вызвать тектонические взрывы в Рисе и Штайнхайме. Стратиграфически Молданубикум состоит также из трех слоев [Miyazaki, 2016]:

а) наверху — слой  $\Gamma \phi \ddot{e} \pi b$ , с южным уклоном кристаллического шарьяжа магматических амфиболитов Палеозоя и ортогнейсов гранитоидных протолитов Ордовика, а также перидотитовых линз, гранулитов и эклогитов;

*b*) средний слой *Дросендорф*, с магматическими ортогнейсами Протерозоя;

с) самый нижний слой — Остронг («монотонная серия»), с метаморфными камнями — игнимбритами (ортогнейсы, амфиболиты) и седиментарными (парагнейсы) протолитами. Есть и линзы эклогитов, покрытые гранулитами.

Все три слоя разрезаются большими батолитами интрузий Варискана (наибольшие из них, Богемские, содержат несколько поколений интрузий) [Мiyazaki, 2016].

В Рисе доказан плотный поток игнимбритов [Siegert, 2017]. Стекла Риса, согласно моделированию [Vennemann, 2001], образовались из амфиболитов и малой кислой добавки. Эти данные указывают на активность самого нижнего слоя плиты Молданубикум — Остронг, содержащего игнимбриты (амфиболиты и ортогнейсы).

Тектонические плиты, перемещаясь по поверхности с меняющейся кривизной эллипсоида вращения Земли, испытывают деформации, что порождает разломы и магматизм. Поскольку рифтогенез связан с утонением коры из-за изостатического опускания, возникает встречное поднятие ослабленной астеносферы [Хаин, 1995]. Эпейрогенические подъемы кратонов затрагивали кору с Мезозоя на аренах щелочного магматизма. Причиной, по теории мембранной тектоники Оксбурга-Тёркота, считалась дегазация мантии и фазовые переходы в ней, а также изгибы литосферы [Oxburg, 1974].

Эпейрогенические движения – медленные вековые колебания больших областей (до 500 км<sup>2</sup>), не вызывающие серьезных изменений их структуры. Нагрузки внутри плит шли через фундамент, поскольку под старым щитом обнаружили корни блоков поднятий молодых платформ. Контур кратера Рис (полукруг на 3-С3) конгрузнтно расширяет и повторяет конфигурацию северной границы молассы Причиной такой геометрии могло быть UMM. скольжение миоценовой молласы по старым олигоценовым седиментам из-за эпейрогенического подъема под ними кристаллического щита (зоны Остронг плиты Молданубикум). Поскольку район Риса-Штайнхайма когда-то также был заполнен палеоокеаном Тетис, то его остаточная кора — офиолитная. Это полтверждают как карьеры в 6 км на СЗ от Штайнхайма, с массивными рифтовыми известняками [Buchner, 2015], так и Ir-аномалия в камнях базиса Риса [Schmidt, 1994], указывающая на мантию как источник. Ослабленность верхней мантии, в свою очередь, поддерживает астеносферный мембранный эффект.

## 11.5. ФЛЮИДНО-ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ

Большое количество найденных в Рисе плотных фаз минералов единственный сильный аргумент у сторонников импакта. Но такие минералы должны возникать и при движении тектонической плиты над «горячей точкой» мантийного плюма. Гнейсы до Варискана и амфиболиты Риса в результате взрыва приподнялись высоко, но попрежнему покрыты гранитами Варискана. Такая картина говорит о резком подъеме рельефа, вероятно, сопровождавшимся И тектоническими землетрясениям с ударными волнами (вызванными метаном или другими углеводородами). Карбиды, такие как когенит Fe3C, содержатся между зернами в виде газообразных или жидких включений СО и СО<sub>2</sub>, или первичного углеводородного пара [Доусон, 1983, с. 260]. Поскольку в алмазах Африки, Арканзаса и Бразилии находили углеводороды, включая этилен и бутан, то наличие богатого метаном межзернового пара в мантии [Eggler, 1979] не удивляет. Так, в Кольской сверхглубокой скважине на глубине > 9 км обнаружили не монолитные породы, а множество трещин с водой и высокие концентрации метана. Недавно в офиолитах комплекса Нидар, Индия в Гималаях в зоне спрединга палеоокеана Неотетис [Das, 2017] алмазы в перидотитах оказались из углеводородных (гидрокарбон С-Н и водород H<sub>2</sub>) флюидов магмы. Резкий фазовый переход способен вызывать детонацию за счет метана и ударную волну. Для природного газа (метан, CO<sub>2</sub>) при выходе кимберлитов (трубки, диаметром 50-100 м) на поверхность, температура T~700°С (при P=100 бар) [Kundt, 2001] соответствует температуре депозита зювитов в Рисе [Bucher, 1963]. Энергия взрыва в Рисе оценивается ~ 10<sup>18-21</sup> Дж [Roddy, 1977]. При самых мощных землетрясениях также выделялось до ~ 10<sup>18</sup> Дж 2002]. Такая энергия, вероятно, связана с резкой [Koeberl. кристаллизацией переохлажденной магмы, когда имеется высокое давление газов из глубины, но нет лавы и большого теплового потока [Bucher, 1963]. Этот процесс приводит к землетрясению, высокому давлению газов и эрупции иррегулярных (вспомним фледли) фрагментов флюидной пудры камней [Bucher, 1963]. Все найденные в Рисе плотные фазы минералов, удивившие своим многообразием, не характерным для импактов, следует, вероятно, относить либо к резкому, либо к поэтапному подъему (ультра)мафических флюидов из глубин. Во втором варианте они могли пробиваться к поверхности миллионы лет, затронувших становление Риса, Штайнхайма и Ураха в Миоцене (20-10 млн. лет назад). С учетом мантийного плюма в Миоцене под полем диатрем Урах, можно выдвинуть гипотезу движения или тектонической плиты над ним, или движения его "горячей точки" [German, 2019a] в период сближения Альп с Богемским массивом и образования кратеров Штайнхайм и Рис (погрешность определения возрастов позволяет считать их возникновение не одновременным), а также диатрем Богемии. Пришло время пересмотреть импактный генезис Риса и Штайнхайма.

# Глава 12. «ДВОЙНИКИ» ЦЕПОЧКИ РИС-ШТАЙНХАЙМ-УРАХ

12.1а. «ВЕЛИКАЯ ДАЙКА»-ВРЕДЕФОРТ-БУШВЕЛЬД-ТРОМСБУРГ Криптовзрывная линия, длиной 1450 км, простирается с СВ на ЮЗ в ЮАР и последовательно с СВ на ЮЗ включает: «Великую дайку» (возраст ~ 2550-3500 млн. лет), комплексы Бушвельд и Вредефорт (оба возрастом ~ 2.05 млр. лет), дайки кимберлитов возле Претории и (ультра)мафические интрузивы Тромбурга (и те, и другие возрастом более 1700 млн. лет) [Bucher, 1963, р. 627, fig. 11].

«Великая дайка» представляла собой самую большую (до открытия Косгроув в Австралии) (ультра)мафическую провинцию интрузивов на Земле. Она имеет глубину более 4 км, длину более 530 км и ширину 5-11 км. Южная часть интрузивов криптовзрывной цепочки с центром в Бушвельде оценивается длиной более 430 км. За Бушвельдом следует кратер Вредефорт (D~45 км), включающий месторождение золота Витватерсранд. Замыкает линию Тромсбург —

почти круговая структура интрузивов (D~48 км) без выхода на поверхность (что против импактного генезиса Тромсбурга). Предполагают, что Бушвельд и Вредефорт могли быть связаны общими взрывными процессами в конце периода магматической активности всего района ~ 2.0 млрд лет назад. Позднее морфология структур менялась тектоникой и изостатикой.

## 12.1ь. КОМПЛЕКС БУШВЕЛЬД

Интрузивные щиты и дайки Бушвельда, глубиной 6-8 км, лежат в центре (ультра)мафического комплекса [Cousins, 1960, р.186]. Бушвельд обладает большим объемом расплава. В нем определены кислые магматические камни минимум трех серий Ройберг, мощностью 3.5 км. Хотя полемична связь слоя Ройберга в основании комплекса с подстилающими вулканическими породами, кварциты Бушвельда визуально не деформированы и не несут следов ударного метаморфизма. Вулканические породы разного состава, имеющие переслоение с седиментами Ройберга, не позволяют отнести нижнюю часть серии к импактным брекчиям. Метаморфизм кварца говорит о высокой температуре расплава, но она не превышает известные для вулканических пород [Bucher, 1963].

Спекулятивно пытались [Rampino, 1994] связывать с импактами и толстые слои (10-100 м) эжектов в формациях диамиктитов брекчиях из-за движения ледников или необычной седиментации. При этом ссылались на разнонаправленную штриховку, говорящую о смене потоков в кратере Рис. Но, как было показано в первой части, в Рисе явно мало расплава, а направление потоков связано с игнимбритами и задавалось сложным рельефом [Siegert, 2017]. В свою очередь, было доказано мультифазное оледенение и диамиктиты свиты Двайк, ЮАР [Leroux, 1994]. Хотя длительную тектоническую активность мог вызвать и импакт, полифазность тектонических деформаций Капского пояса этому противоречит [Leroux, 1994]. В результате, Бушвельд не является импактным комплексом, с чем согласуется и стратиграфия его кислых лав [French, 1989]. Поскольку Бушвельд - крупнейшее месторождение осмиевых иридиев, а концентрация платины и хрома в нем повышена и совпадает с концентрацией в «Великой дайке», то все эти химические элементы происходят из земных глубин.

### 12.2. КОМПЛЕКС ВРЕДЕФОРТ

## 12.2а: ГЕОЛОГИЯ и ЗОЛОТО ВИТВАТЕРСРАНДА

Дом (купол) Вредефорт — комплекс с центральным подъемом, расположенный почти в центре полигонального бассейна Витватерсранд (D>250 км) на кратоне Капвааль. Полигональность характерна древним платформам, отделенным от соседних гор их передовыми прогибами [Хаин, 1995]. С-О-Н флюиды могут порождать горячую, дисковую в профиле, зону камней коры по вентилям с потоками "сдавленных" секций к центру кратера, что и вызывает полигональность и центральный подъем [Nicolaysen, 1990].

В отличие от других гранитоидных куполов с отрицательными аномалиями гравитации, Вредефорт совпадает с положительной аномалией (мафические камни и габбро на глубине), а время отражения Р-волн отвечает глубине ~ 36 км границы Мохо. Центр Вредефорта метаморфизован до гранулитов и отделен псевдотахилитами и следами хрупких деформаций сдвига от внешней зоны. Степень окисленности железа показала, что гранулиты Вредефорта - из нижней коры, где T=550-700°C, P=0.5-1.3 ГПа, что соответствует глубине 18-39 км [Доусон, 1980, с. 137].

Мощная руда золота (и урана) в комплексе Витватерсранд локализована в породах фундамента Вредефорта. Генезис золота относят к гидротермам минерализации, поскольку в отличие от других объектов провинции, здесь оно содержит до 5% ртути как индикатора термального (T<400°C) метаморфизма [Erasmus, 1987].

## 12.2b. ПСЕВДОТАХИЛИТЫ ВРЕДЕФОРТА

Псевдотахилиты (ПТ) во Вредефорте - это не только черные см-жилы, но и внешне не похожие на тахилит светлоокрашенные брекчии. Их связывают с милолистенитом, содержащим пыль, кластику и следы разнонаправленного движения [Rondot, 1989]. Во Вредефорте ПТ обоих типов – «А» и «В». Их можно объяснить фрикционным плавлением как в пределах Вредефорта, так и вдоль СЗ-окраин бассейна Витватерсранд. При этом они не радиальны и не множатся к центру. Несколько генераций ПТ, как и планарные деформации без следа ударного метаморфизма, явно противоречат импакту [Killick, 1990]. В кварцитах ранней стадии формации Вредефорта, как в тонких прожилках ПТ типа «А», так и по соседству в гранях кварца, найдены микронные грани стишовита и коэсита. Они присутствуют и в виде крупных кристаллов на контакте с прожилками ПТ типа "А" [Degenhardt, 1994]. Несмотря на наличие псевдотахилитов типа «А», во Вредефорте они в основном типа «В» - иррегулярные и квазидайковые. Мощные (метры) ПТ-жилы и микробрекчии «В»-типа могли формироваться при декомпрессии. Однако первые находки ПТ, несмотря на жилы течения, связывали с перетиранием гранита без его плавления и относили к действию флюидов газа [Shand, 1916].

#### 12.2с. ИМПАКТ или УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ ?

Во Вредефорте нашли камни с базальными бразильскими близнецами в кварце и с PDF в цирконе, что неотличимо от вулканизма. Вместе с когерентного плавленного тем. нет слоя. хотя плавленные брекчированные дайки Гранофира сохранились на дне. Они могли формироваться при ударном плавлении гранита, сланца, кварцита. Основная мафическая контрибуция из-за гранофировой композиции отвечает кислым коровым и супракоровым камням. В Гранофире слабо повышены Cr. Co. Ni и Ir. Отношение <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os намного ниже. чем в супракоре. Но Os (0.11-1.11 ppb) намного выше, чем в таржете [Koeberl, 2001]. В метеоритах (хондритах) Os=400-800 ppb. Если считать, что хондритный компонент Os~500 ppb, то в Гранофире его содержалось бы очень мало ~ 0.2 % (~ 1 ppb). При этом, согласно спектрам <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os, распределение Os неравномерно (возможно, из-за «эффекта комков»). Метеориты содержат в 10 раз меньше Re, чем Os, что приводит, по расчетам, в Гранофире к метеоритному Re~30% с большой добавкой метеоритного Os. Близкий к константе Re в Гранофире указывает на гомогенность. В таком варианте Гранофир мог бы представлять микстуру камней коры (имевших низкий Os и много Re) с внеземной добавкой (высоким Os и малым Re) [Коеberl, 2001]. Но изотопы хрома не показали его внеземной примеси: два образца из ядра Гранофира имели <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr= - 0.01±0.06 є и 0.03±0.03 є, что неотличимо от земного соотношения (0 ε). По Cr-данным, верхний лимит компонента хондрита в Гранофире ~ 1.5 % согласуется с более жестким ограничением на изотопы Os, и тогда зачеркивается предыдущий вывод о высоком содержании космического Os. Парадокс попытались списать на маскировку космического Сг большим Cr, что могло привести к компонентом земного нечувствительности метода по Cr-изотопам [Koeberl, 2001]. Однако такая интерпретация данных не является единственной. Во-первых, Os может быть связан с минерализацией (как и золото во Вредефорте); во-вторых, отвечать мантии, где его 1-4 ppb, что имеет пересечение с верхним диапазоном оценок Os (0.11-1.11 ppb) в Гранофире. И тогда привлекать импакт нет смысла.

В кратерах с диаметром D<5 км расплав создается дискретными брекчиями, и любые его кристаллические тела малы (< 10 см). Однако комплексах расплав формирует квазисилловые и в больших квазидайковые тела, возможно, экстенсивные. Во Вредефорте расплав, повышая слой Гранофира [Dence, 1971], проявляется только как малые возникшие при формации кратера квазилайки. глубоко в эродированном базисе. Они — разорванные, а значит, не импактные. Если толстый слой квазисилла внутри оригинального кратера и существовал, то он мог быть уничтожен эрозией [French, 1998]. Но если импакта не было, то не было толстого слоя расплава вообще. Показательно, что моделирование ударных давлений на дисках древних кварцитов Вредефорта [Reimold, 1986] показало соответствие сильным эндогенным деформациям.

Арка подъема Вредефорта возникла одновременно со смещением ядра мафических камней. Но долеритовые интрузии, химически схожие с долеритами Бушвельда, существовали до смещения щелочных гранитов, являющихся осью симметрии Вредефорта и связаны с подъемом арки. Тем самым, Вредефорт был полностью сформирован уже до взрыва [Bucher, 1963]. Залегание архейских гранитов не согласуется ни с падением метеорита, ни с потенциальным радиальным расхождением линий от центра из-за удара. Картина чисто тектоническая, так как граниты двигались к ослабленным разломным трещинам [Bucher, 1963]. Поскольку после внедрения интрузий произошли опускания, Вредефорт является испытавшим несколько эпох магматизма эродированным магматическим кратером [Nicolaysen, Вредефорта центра 1989]. Вблизи вскрыты ультраосновные породы верхней мантии под кратоном Капвааль. Они сходны с породами океанической литосферы, имеют возраст Архея и следы более позднего тектонического метаморфизма. Поэтому кратон Капвааль сложен гидратизированными породами океанической литосферы [Reimold, 1988]. В структуре Лимпопо отклонение  $\delta^{13}$ С от стандартного согласуется с моделью глубинных флюидов мантии. Поскольку включения обогащены СО2, то к их проникновению привело столкновение с кратоном Капвааль. При этом возникали гранулиты и внедренные в их слои граниты [Safonov, 2018]. Содержание редких элементов и изотопы Nd и Sr в вулканических бимодальных формациях Вост.-Африканского пояса также говорят о загрязнении магм мантии веществом коры [Хаин, 1995].

Планарные микродеформации кварца во Вредефорте считались признаком ударного метаморфизма. Однако [Reimold, 1988]: 1) деформированные породы связаны с разрывом кратера, а не с его

центром; 2) нет признаков ударного метаморфизма, требующих как минимум P=2 ГПа; 3) деформации имеют тектоническую природу; 4) планарные трещины относятся к псевдотахилитам из тектонитов.

Гравитационная и магнитная аномалии, конусы сотрясения, коэсит и стишовит вместе с несколькими генерациями псевдотахилитов — всё говорит против единичного импакта в пользу тектонических подвижек, вызвавших быстрый подъем и ударные волны в кратере [Antoine, 1988].

Вредефорт подтверждает, что индуцированный импактом мантийный магматизм - это миф.

### 12.3. СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ЦЕПОЧКА СТРУКТУР

### 12.3а. 38-я ПАРАЛЛЕЛЬ

На одной 700-км прямой линии вдоль 38-ой параллели в США лежат 7 куполовидных (D=6-19 км) кратеров (Розе, Хазель Грин, Фёнис Крик, Хикс, Крукед Крик, Декейтурвилл, Вааблу) и диатремовое поле кимберлитов Эйвон. В кратерах Декейтурвилл, Крукед Крик, Вааблу нашли шаттер-конусы и планарные деформации в кварце. Но в них, кроме Вааблу, нет пирогенных камней и следов магматизма. В остальных структурах цепочки отсутствует ударный метаморфизм, хотя есть слои пирогенных камней. Несколько пирогенных событий предваряли и образование Крукед Крика и Декейтурвилла [Luczaj, 1998]. Нахождение 8 кратеров на одной прямой линии не может быть случайным. Если они, как утверждается [French, 1998], разного возраста, то исключаются как общий импакт, так и строгое построение импактных кратеров в линейную цепь старых магматических структур. Остается тектоника, вызвавшая магматизм. Тогда, ударный метаморфизм относится не только к импактам, как утверждает сеголняшняя парадигма. основываясь на экспериментах по образованию шаттер-конусов при Р>4.75-50 ГПа [Gibson, 1998].

Большинство фазовых изменений в кристаллах происходят при P>5 ГПа с диапазоном напряжений  $10^6-10^8$ /сек, свойственных неравновесным процессам при ударной компрессии. Статическая компрессия вулканизма и тектоники по магнитуде должна быть на порядки меньше. Должна, но так ли это? Считается, что для эндогенных процессов максимальные тензиональные напряжения при взрывах в камерах магмы ограничены P=0.05 ГПа [Silva, 1990]. В кварце PDF начинают появляться при P>5 ГПа. С повышением ударного давления дистанция между плоскостями сокращается, и PDF в гранях более близкие и гомогенные. При достижении P~35 ГПа они

полностью изотропны. В зависимости от пика давления PDF имеют ~ 2-10 (до 18) ориентаций на грань. Однако и при магматизме давление испарения Р>7.5 ГПа, достаточное для образования PDF, могло возникнуть из-за градиента литостатики или механических свойств коры. Поэтому разломы верхней коры можно считать результатом «вентиляционного» выхода летучих элементов до того, как давление достигло максимума. Этим объясняется наличие шаттер-конусов, но отсутствие PDF в пирогенных камнях и взрывных пирогенных слоев в ударных кратерах [Grieve, 1996]. Хотя ударное плавление вдоль шаттер-конусов относят к импактам при Р~35-50 ГПа [Luczaj, 1999], Крукед Крик содержит малые и плохо выраженные шаттер-конусы, но только в центральном подъеме [Dietz, 1968]. Декорированные планарные элементы в кварце присутствуют также локально. В центре Декейтурвилля планарные элементы в кварце включают открытые клеваж-разломы и пространственно близкие параллельные плоскости. Эти плоскости пытаются определить как PDF, но они менее общие, чем в других импактных кратерах, редко развиты и, вероятно, при P~10 Поэтому, скорее, являются возникли ГПа. они деформационными ламелли [Offield, 1979, р. 31]. Значит, в Крукед Крике и в Декейтурвилле камни подверглись давлениям только в нижнем диапазоне шкалы ударного метаморфизма, относящемся и к взрывному вулканизму [Carter, 1986]. Тем самым, в магматических системах могут, в принципе, возникать и ударные волны [Huffman, 1996; Nicolaysen, 1990]. Считается, что слабые ударные события при высоких температурах и натяжениях (10<sup>2</sup>-10<sup>6</sup>)/сек в вулканах создаются при Р~10 ГПа и продуцируют разломы, мозаизм, одиночные PDF, аморфизацию и плавление [Huffman, 1996]. Однако давления в кальдере Тобы, давшие PDF и мозаизм в кварце и полевом шпате, могли быть выше. Согласно экспериментам, для образования простых PDF и шокового мозаизма, схожего с обнаруженными в вулканах Тоба, Св. Елены и Йеллоустоуне, требовался пик ударных давлений не менее 15 ГПа [Carter, 1986].

Деформационные ламелли, связываемые со взрывным кислым вулканизмом, считали отличными от PDF при импактах. Основные критерии различий — это число деформационных ламелли в каждой грани кварца и их характер (искривление, ориентация, ширина). Утверждалось, что наличие двух и более ориентаций PDF в грани свойственны только ударному метаморфизму при импактах. Однако в одном из образцов кальдеры Тоба в 7 гранях кварца оказалось 11 ориентаций для 283 ламелли [Alexopoulos, 1988, fig. 2E]. Это значит, что каждая главная грань (4 из 7) имела две ориентации ламелли, или несколько граней - три и более. Фотомикрографы ударного кварца из окружения Тобы дали ясные и непрерывные PDF [Carter, 1986, fig. 1], аналогичные полученным для образцов импактного кратера Мистатин [Alexopoulos, 1988, fig. 1]. Значит, ламелли в кварце являются независимыми по природе или причинам стресса [Lyons, 1993].

Искали и дополнительные критерии ориентации PDF в кварие. В случае импакта предполагали, что минимум 80 % измеренных PDF должны иметь с-,  $\omega$ -, p-ориентации (± 3°) [Alexopoulos, 1988, App. 1], а деформационных ламелли кварце переволиться 95% в в кристаллографические направления [French, 1998]. Но гистограмма показала [Offield, 1979, Fig. 23А], что в ударном кварце в Декейтурвилл только 42% ламелли лежат внутри 3° для осей с,  $\omega$ , р. И наоборот, для ударных ламелли из вулкана Тоба гистограмма [Alexopoulos, 1988] выявила ~ 40% ориентаций внутри 5° для осей ю или р, что близко к определенному в Декейтурвилл [French, 1998].

Считается, что типичные импактные кратеры с D=5-15 км должны отличаться от тектонических структур не планарными деформациями, созданными ударами, длившимися от секунд до минуты. Объемную пластическую деформацию с образованием складки при этом относят к локализации хрупких деформаций в мелких разломах, а ударные разрывы границ зерен в породах малой прочности – к трению [Kenkmann, 2002]. То есть, отмеченные деформации являются складками и хрупкими разломами, сходными с тектоническими, и тогда [Officier, 1991], микродеформации – результат не только ударов метеоритов, но и глубинных взрывов или скоростной тектоники.

## 12.3Ь. УЭЛЛС КРИК — ХИКС ДОУМ — ЭЙВОН

Одним из двойников системы Рис-Штайнхайм-Урах являются лежащие на общем прогибе в США кратер Уэллс Крик, его спутник – купол Хикс, и в 170 км от последнего – поле диатрем и даек основных (кимберлитовых) пород – Эйвон [Bucher, 1963]. Кратер Уэллс Крик окружен двумя прерывающимися кольцами депрессий. Как и в Рисе, в прожилки нем фиксируются кальцитов, лайки отвечают за мелкограненную матрицу, а шаттер-конусы найдены только на глубине. Купол Хикс (D=16 км), с 2.5-км поднятием, связывается с областью радиальных мафических даек и брекчированных трубок. Возле его центра – лампрофиры и дайки перидотитов, но в брекчиях нет изверженных пирогенных или метаморфных камней [Brown, 1954]. Наверху купола находятся диатремы с породами базиса, хотя вмещающие породы расположены ниже нормального залегания. Такая

картина характерна для диатрем, но отлична от импактов. В нем обнаружили радиоактивную брекчированную дайку, определенную как иттрий-ториевый моноцит из глубин коры. Возраст купола Хикс ~ 90-100 млн. лет, близкий к возрасту кратера Уэллс Крик, где, как и в Рисе, внутри нашли пару малых депрессий. Аналогично системе Рис-Штайнхайм, здесь также больший тепловой эффект — с одной стороны (купол Хикс), а взрывная структура (Уэллс Крик) — с другой стороны [Bucher, 1963].

Поле диатрем Эйвон содержит 78 туфизитовых даек пирогенных камней с ультрамафической вулканической лавой. В туфах - лапилли (до 3 см), обладающие ободками с кристаллами мелилита, как и в Урахе. Но есть как камни с лавой и почти без лапилли, так и камни без лавы. Присутствие лапилли говорит о дисперсии газов на глубинах, а турбулентность — о взрывной активности газов. Контакт между туфизированными брекчиями в Эйвоне и окружением четкий. В связи с этим и иррегулярным искривленным профилем, трубки Эйвона сродни диатремовым трубкам в Урахе и кимберлитовым трубкам в Африке [Bucher, 1963].

Как было показано выше, цепочка Рис-Штайнхайм-Урах – эндогенная. Практически полное геологическое и петрографическое соответствие с ней зачеркивает импактный генезис и линейной структуры Уэллс Крик – Хикс – Эйвон.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПЕРВОЙ ЧАСТИ

Как получилось, что до сих пор господствует гипотеза импакта, если протрузии мантийных камней вокруг Риса [Engelhardt, 1982] указывали на вулканизм? Как только обнаружили ударные плотные фазы в камнях (коэсит в зювитах, неизвестный ранее при эндогенных процессах [Shoemaker, 1961]), чаша весов склонилась в пользу импакта. Этому способствовала параллель с двумя разными фазами кварца в зювитах — коэситом и лешательеритом — в считавшемся ударным кратере Бэрринджер, Аризона. Но логично было сразу допустить смешивание этих фаз кварца в недрах Земли (отсюда коэсит) и/или в потоке пирокластики (с молниями, образующими лешательерит). Стекла Риса оказались внедренными в зювиты. Решили, что метеорит пробил кору, и тепловые градиенты за тысячи лет достигли мантии. Они могли привести к подъему лавы по трещинам, образовав диатремы с субвулканитами на дне [Dietz, 1963]. Соотношения Cr/Ni и Ni/Co в Рисе согласовались с хондритными [El Goresy, 1976], и научная парадигма утверждала импакт. Иную исключало наличие шаттер-конусов, природу И планарных деформаций минералов и плотных фаз, как стишовит или лонсдейлит. Но уже тогда отмечали [Bucher, 1963], что криптовзрывные кратеры лежат на больших антиклинальных флексурах, а кратеры-спутники и соседние поля диатрем расположены линейно вдоль структур Это противоречило глубинного магматизма. хаотичному распределению метеоритных кратеров на Земле. а ударные деформации могли относиться к давлениям ультрамафической магмы.

После бурения скважины Норд73 в Рисе определили мощные слои зювитов: толщиной в 300 м - в кратере и в 20 м — в бланкете. Согласно моделям [Artemieva, 2013], объяснить их ударом метеорита невозможно. Уточненные соотношения Ni/Co, Ni/Cr и Ni/Ir заставили усомниться и в хондритовом ударнике, так как отличались в 5-10 раз от хондритовых C1-метеоритов и в 2 раза от ахондритов [Horn, 1983]. Наконец, хондрит был окончательно исключен, поскольку в ультрамафических камнях базиса Риса на глубине 826 м (намного ниже дна кратера) установили наибольшую из известных в таржете природную концентрацию иридия ~ 0.060 нг/г. Этот слой содержал ~ 8 % камней фундамента и формировал причину повышения PGE в Рисе.

Изотопные отношения по кислороду ( $\delta^{18}$ O) не согласуются с ударом метеорита, а стекла Риса — не импактиты, поскольку содержат слишком много воды. Нехватка расплава в Рисе по сравнению с другими импактными кратерами вычеркивает его из общего списка. Но самый серьезный удар по гипотезе импакта в Рисе — картина на

отвечающая классическим щитам игнимбритов местности. [Bringemeier, 1994]. Образование туфовых зювитов кратеров Рис и Штайнхайм из-за выхода газового флюида через локальные трубки было заявлено давно [Bucher, 1963], а годы спустя подтверждено [Siegert, 2017]. Этот вывод противоречит классическому, когда брекчии связывают с атмосферным плюмом, вызванным ударом метеорита. Против импакта также и отсутствие эжекций вокруг кратера Штайнхайм [Buchner, 2015], где все попытки списать эффект на пористость таржета не увенчались успехом. Лежащее на одном палеорифте с кратером Рис поле диатрем Урах признано старше него и, значит, не могло быть следствием индуцированного импактом вулканизма. Если раньше не знали механизмов подъема плотных фаз минералов к поверхности, то сейчас развитие теории мантийных плюмов (с выходом в «горячих точках») их предоставило. Плотные фазы минералов способны формироваться как из-за высоких температур электроразрядах глубинных землетрясений при [Маракушев, 2011], так и потоком игнимбритов. Поскольку туфы создаются специальным типом вулканических эрупций, когда магма конвертируется в горячий поток пепла с T~850°C, этот процесс отвечает температуре фледлей, а при охлаждении, и стекол, в зювитах Риса. Хотя в Рисе псевдотахилитам в прожилках плавления сопутствовали камни плотных фаз, включая стишовит, они возникли из ультрамилонитов в камнях, не подвергшихся шоку абсолютно. Ширина ПТ в Рисе не менялась и они обнаружены на краю второго вала кратера. Поэтому ПТ в Рисе — результат фрикционного трения при подвижках кратера (взрывного, тектонического генезиса).

Брокгоризонт в Ст. Галлене грубо совпадает со временем взрыва в Рисе, но расположен далеко (в 200 км), чтобы быть импактным депозитом Риса, хотя отвечает удалению игнимбритов. Молдавиты, в свою очерель, не согласуются по геохимии и изотопам с седиментами Риса. Поэтому данные ареалы, скорее, связаны общей эндогенной активностью авлакогена Центрального массива в эпоху движения Альп на север в Миоцене. Они могут как принадлежать генетически к Рису (через игнимбриты), так и быть автономными от него.

Революция во взглядах назрела, но пока геологи ограничились констатацией плотного потока игнимбритов при импакте в Рисе [Siegert, 2017]. Однако, кратеры Рис и Штайнхайм, как и поле диатрем Урах, порождены эндогенными процессами из-за движения «горячей точки» мантийного плюма (или тектонической плиты над ним) в Миоцене [German, 2019а]. Аналогичные выводы, зачеркивающие импакт, касаются и других криптовзрывных структур на Земле.

# ЧАСТЬ 2. ТЕКТИТЫ, МИКРОТЕКТИТЫ и КРАТЕРЫ Глава 1. ПОЛЯ РАССЕЯНИЯ ТЕКТИТОВ

На Земле известны четыре основных поля тектитов: 1) австралоазиатский пояс (Индокитай, Вьетнам, Зондские о-ва, Австралия, Тасмания), возрастом ~ 0.7-0.77 млн. лет, длиной 1500 км и шириной 4000 км, со стеклами типа Муонг-Нонг, «сплэш»-форм и австралитов юга (без достоверной идентификации кратеров); 2) рассеяние на побережье Ивори (сейчас — Кот-д'Ивуар), возрастом ~ 1.07 млн. лет, в 280 км от кратера Босумтви, Гана (D=10.5 км); 3) молдавиты, возрастом 15.0 млн. лет, на дистанции 200-450 км от кратера Рис (D=22 км); 4) два ареала в Сев. Америке: в Джорджии (георгиниты) и в Техасе (бедиазиты), возрастом ~ 29.4-35 млн. лет, связываемые с кратером Чезапик (D=90 км).

Но есть и другие стекла, разбросанные на больших площадях: 1) поле Na-австралитов, возрастом ~ 4 млн. лет; 2) иргизиты кратера Жаманшин, Казахстан, возрастом ~ 1.1 млн. лет; 3) микротектиты на границе К/Т (возраст ~ 65 млн. лет), относимые к кратеру Чиксулуб; 4) стекла кратера Дарвин (D=1 км) на западе Тасмании, возрастом 750 тыс. лет; 5) плотные стекла, возрастом 100-300 тыс. лет, в см-телах кратера Ауэллул (10-15 млн. лет); 6) ливийское стекло в Египте, возрастом ~ 35 млн. лет. и площадью 25х80 км (вес стекол - до 7.4 кг, с 98 % SiO<sub>2</sub> и петрографией как у Муонг-Нонг тектитов).

Механизм образования тектитов и их распределение полемичны. Вопросы, остававшиеся до сих пор без ответов [French, 1998]: 1) какова связь тектитов с близкими по плотности твердыми стеклами, найденными внутри и возле кратеров? 2) почему тектиты относятся только к отдельным кратерам, хотя известно множество молодых структур с D~10 км, как у Босумтви? 3) как тектиты коррелируют с периодами исчезновения видов и магнитными реверсами геополя?

### 1.1. ИМПАКТЫ НЕ ПОДТВЕРЖДАЮТСЯ

К основным гипотезам образования тектитов относили: импакты, воздействие молний на поверхность, выбросы лунных вулканов, ядерные взрывы и неизвестные нам технологии по выплавке стекол.

Идея генезиса тектитов за пределами Солнечной системы нивелируется аэродинамикой, а также малым содержанием связанных с радиацией в межзвездной среде изотопов <sup>26</sup>Al и <sup>21</sup>Ne, время жизни которых (90 и 28 тыс. лет) значительно уступает возрасту тектитов. Против Солнца как источника говорит различие тектитов с солнечным (звездным) составом по нелетучим элементам. Для прошедших

космическое пространство твердых тел, включая метеориты, отношение <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be=2.7-5.4. Для тектитов оно равно всего 0.07 из-за недостатка <sup>26</sup>Al и обогащения поверхности депозитами <sup>10</sup>Be из атмосферы. Отсюда, тектиты, согласно консенсусу, произошли внутри системы Земля-Луна [O'Keefe, 1966]. Но на орбите Земли рой тектитов был бы неустойчив.

Содержание <sup>10</sup>Ве среди полей тектитов различно. Поскольку у австралитов оно повышено по сравнению с тектитами Ивори, это может быть связано и с солнечной активностью в периоды теплого климата межледниковья, и с пребыванием австралитов в водной или близкой к ней лёссовой среде (содержащих на 75 % больше <sup>10</sup>Ве, чем не водная поверхность) [Serefiddin, 2005], а также с магнитными реверсами периода Матуямы/Джеремилло в эпоху Брунес, когда могли формироваться тектиты [Koch, 2012]. Вероятно, только соотношения  ${}^{26}\text{Al}/{}^{10}\text{Be}$  для решения вопроса недостаточно [O'Keefe, 1994а]. Связь с импактами реверсных полярностей как зювитов в Рисе, так и (микро)тектитов Австралии и тектитов побережья Ивори [Glass, 1967; Pohl, 1978] вначале казалась разумной. Но затем выяснилось, что ~ 7 см средней глубины сбора частиц под озером в Босумтви с субхроном обратной полярности не совпадают [Glass, 1991]. Вдобавок, кратер Босумтви слишком мал, чтобы стать причиной реверса геополя. В свою очередь, рассеяние (микро)тектитов в Сев. Америке, совпавшее с исчезновением видов 35 млн. лет назад, не произошло во время инверсии полюсов. Поэтому тектиты и инверсии геополя, если и зависимы, то не строго.

Иметь кометный/астероидный генезис тектиты не могут по ряду причин (ссылки на пункты, следующие далее, см. [German, 2007; Герман, 2007]). 1. Вещество на телах со слабой гравитацией не дифференцировано. 2. Корреляции с кометами, возрастом 4-4.5 млр. образовавшихся из лет. летучих вешеств на периферии протопланетного облака, не согласуются с молодым возрастом тектитов. 3. Составу астероидов/комет не отвечают как изотопные соотношения  ${}^{18}O/{}^{16}O$ ,  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ , так и нелетучие элементы и более 66% SiO<sub>2</sub> в тектитах. 4. Типичные скорости в поясе астероидов ~ 17 км/сек не согласуются с абляцией тектитов; моделирование динамики австралитов дало вход в узком коридоре скоростей 11.2-12 км/сек, не характерных для астероидов в сочетании с пребыванием в плоскости земной орбиты. 5. Рикошет зачёркивается большими размерами тектитов Муонг-Нонг типа, что противоречит двойному входу (массы плавящегося стекла не могли бы пережить торможение в 8g). 6. Против любого прохождения атмосферы Земли говорят: а)

австралитов без признака абляции силикатные стекла (что приписывали выветриванию, но его следов нет); б) попадание земных атмосферных газов в тектиты (для этого они должны были охладиться раньше, чем достигли необходимой плотности уровней атмосферы). 7. Нельзя обосновать прохождение со сверхзвуковой скоростью всей земной атмосферы жилкими каплями [Tavlor. 1973]. 8. Сфероилальную форму австралитов пытались отнести к их вертикальному падению; но во время движения в атмосфере плавление стекол из-за вязкости нарушает сферичность и дает сложные формы (только в вакууме, в отсутствии подъёмной силы, удалось получить сферы). Вероятно, это - решающий аргумент в пользу земного генезиса тектитов, т.к. из-за слабой гравитации комет не выдерживают критики варианты доставки готовых сферических тектитов внутри комет.

Вариант импактов метеоритов в земные «мишени» возник из-за находок тектитов в районе кратеров Рис и Хенбури. В отличие от других природных стёкол тектиты проплавлены полностью. При этом допускали их возникновение переплавкой земного материала. Гипотеза опиралась, в том числе, на кислые составы тектитов и песчаников. Проблемы этой доктрины следующие [German, 2007; Герман, 2007]. 1. Отсутствие спорадического распределения полей тектитов контрастирует с повсеместным падением метеоритов; всего четыре поля рассеяния тектитов ограничивают гипотезу косыми ударами метеоритов. 2. Аэродинамика австралитов требует скоростей, превышающих предполагаемые при импакте, но тектиты не могли формироваться при сильных импактах по причине своего деликатного профиля. 3. Твердые Муонг-Нонг тектиты не могли получить вектор того же направления, что и другие типы австралитов из пористого материала, т.е. жидкие. 4. Известные на Земле (и на Луне) импактные кратеры содержат больше иридия и сидерофильных элементов, чем те три кратера, с которыми связывают тектиты; это могло бы говорить в пользу ахондритов, железных метеоритов или скоростных комет, но относить три кратера из сотен к исключительным необоснованно. 5. Хотя в кратерах расплав возникает у дна, свойства сплэш-тектитов не согласуются с их формацией во время подъема котла кратера при импакте [Wasson, 2017]. Давления релизной волны импакта недостаточно для эрупции тектитов на 200 км и более. 6. Нет тектитов (как и фрагментов ударника) в самих кратерах, хотя они выпадают компактными кластерами за 200-1000 км, что требует баллистических скоростей 2-4 км/сек. Поэтому предлагались высотные взрывы с образованием кратера ударной волной ещё до подхода импактора,

либо инжекции внутрь «мишени» разогретого трека, создающего Р-Т условия плавления силиката и вылета частиц. Так, для Муонг-Нонг тектитов допускали удар возле дельты Меконга кометы, кома которой сжала атмосферу, что отвечало бы за плотные фазы минералов и плавление седиментов. Но в кратерах, связываемых с тектитами, находят минералы типа коэсита, которые не «пережили» бы плазменного испарения, и дело не дошло бы до конденсации в тектиты. Возникновение из общих камней после импакта дц-осколков стекла почти свободного от пузырьков и включений маловероятно изза ограничений на выживание коэсита, круговых пустот и резких границ у разных включений. 7. Летучие элементы при их удалении (T~1000°К) формируют пузыри, рост которых по формуле Стокса идёт медленно и требует гравитации, сравнимой с полем Земли. Если допустить изначальное движение по баллистике, то гравитационное поле внутри тектитов будет равно нулю, и роста пузырей вовсе не произойдет. 8. Хотя каменные метеориты, как и тектиты, имеют тонкие слои плавления ~ 0.1 мм, говорящие о систематическом искривлении твердого тела (мягкая субстанция дала бы см-слой), тектиты обладают регулярной стабильной фигурой вращения, что не отвечает метеоритам даже при их восходящих траекториях. Форма кручения тектитов подразумевает большую лучеобразность в атмосфере, чем при тепловом соотношении, характерном для образования импактных кратеров. 9. Вдали от кратера при прохождении атмосферы с баллистическими скоростями невозможно вращение маленьких капель стекла формами жидкого с поверхностного натяжения. 10. Тагамиты в кратерах говорят о длительном периоде кристаллизации, но найденные там же алмазы - о холодной «мишени» [Meisel, 1998]. Метаморфные бадделеит и кианит в Рисе подверглись T=500-1300°С, чего достаточно для образования больших фрагментов тектитов. Допущение высоких температур дает возможность свободного смешения летучих и нелетучих оксидов, и при температурах выше перехода в жидкость летучие в тектитах при импакте не удалялись бы. Поэтому Т~3000°С, исходящие из плавления силикатов при Р=80 ГПа, если и соответствуют, то не импакту, а глубинам Земли, с последующим подъемом стекол.

Всё отмеченное ставит под сомнение сегодняшнюю парадигму импактного генезиса тектитов.

#### 1.2. ТЕКТИТЫ и ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМЫ

Тектиты — типично черные, хотя бывают и зеленые, коричневые, серые. Полосы на поверхности тектитов содержат плавленные

включения минералов (кварц, коэсит, рутил, хромит, моноцит, апатит), декомпозицию циркона нашли в Муонг-Нонг тектитах, а коэситы и другие ударные минералы - и в слоях микротектитов [Glass, 1992]. Тектиты сходны с кислыми породами вулканов и импактитами, но имеют меньше легколетучих элементов. При этом химический состав импактитов разнообразнее, т.к. в них встречаются основные стекла, больше оксидов и следов пород таржета. В отличие от обсидианов из магмы вулканов и фульгуритов молний тектиты полностью проплавленные стекла и не содержат микрокристаллов. Они аномально сухие, с 80 ppm (<0.02 wt%) воды. Это меньше на два порядка, чем у стекол вулканов, и на порядок, чем у стекол подземных ядерных тестов [Glass, 1986]. Поэтому тектиты могли плавиться при очень высоких температурах, а охлаждение быть закалочным.

Кроме обезвоживания, тектиты от земных камней неотличимы. У них не только основные, но и акцессорные элементы не метеоритные, а земные. Газы, включая инертные, растворенные в тектитах, имеют земные атмосферные пропорции. Хотя Ne и He, вероятно, диффундировали в поры тектитов, соотношение изотопов для Ar, Kr, Xe, N также земное (аналогично для Pb и  $\delta^{18}$ O) [Taylor, 1973]. Химически тектиты - это растворы оксидов металлов в кремневой кислоте, с 65-90 % кварца SiO<sub>2</sub>. Также они содержат 20.5 wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и полевые шпаты NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> и KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>.

По структуре тектиты напоминают обсидиан, а по химии пирогенные камни (нижнего слоя поверхности) или седименты, более, чем лёсс [Bentor, 1986]. Поэтому допускали, что источником тектитов могли быть богатые <sup>10</sup>Ве, но не <sup>26</sup>Al, аллювиальные породы, как седиментарные в одних регионах, так и вулканические, в других. Концентрация <sup>10</sup>Ве в австралитах, молдавитах и тектитах Ивори может говорить об их формировании в пределах 1 м поверхности [Taylor, 1994].

Как у обсидианов, в тектитах мало щелочей (1-2 wt%). Среди их полей находили пирогенные камни, хотя с отличающимися от тектитов вариациями химических элементов. Из пирогенных камней ближе всего к тектитам гранофиры - продукт дифференциации базальтов (лополитов). При одинаковой доле силикатов у пирогенных камней по сравнению с тектитами в 2 раза больше К и Na (в виде Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O), но меньше известняков CaO, как и MgO. Они редко содержат корунд, а в тектитах его > 5%. Тем самым, композиция тектитов близка к поверхностным сланцам и очень кислым седиментам. Химический состав тектитов Азии, южных австралитов и молдавитов напоминает слюдяные песчаники и субграувакки, тектитов Ивори — граувакки, а

бедиазитов - песчаник аркоз. Их депозиты должны были быть или быстрыми, или в холодном сухом климате, чтобы полевой шпат слабо подвергся выветриванию [Taylor, 1973]. Поскольку химия тектитов отличается от всех таржетов, где их находили (включая регионы вулканов, древние щиты, плато известняков), то возможен вариант превращения гетерогенных земных пород в однородные. Данные для разных пород (латериты, глины, почвы, туфы, песчаники) допускают, что Муонг-Нонг тектиты возникли из седиментов при локальном плавлении грунтов [Wasson, 1987]. В тектитах из трех регионов Юж. Китая содержание главных и акцессорных элементов (кроме Cr и Ni), совпадающее с индошинитами (Муонг-Нонг и сплэш-типом), могло состоять из смеси 41% сланцев, 37% кварцитов, 20% граувакков и 2% песчаников [Su, 2011].

Хотя данные для молдавитов и бентонитов моласс не поддерживают их прямую генетическую связь, третичные седименты OSM (микстуры глин) могли быть прекурсором молдавитов, согласно нынешнему значению Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> (начальное 0.7081±0.0007 менялось) [Horn, 1985]. Этот вывод базируется на соотношении Rb/Sr, дающем полный возраст камней кристаллического базиса Риса 323±8 млн. лет, аналогичный возрасту Молданубикум-камней в Баварском лесу и в Шварцвальде, и на воздействии на Rb/Sr-изотопию камней обычных неударных параметров (P<15 ГПа, T>300°C).

В результате в пользу генезиса тектитов из земных седиментов: a) породы с высоким содержанием кремнезема; б) изотопный состав, аналогичный земной коре с примесью космогенных изотопов молодых осадков; в) аэродинамика депозитов [O'Keefe, 1994].

Однако, несмотря на плотность тектитов (2.4 г/см<sup>3</sup>), близкую к плотности коры, они имеют по сравнению с ней низкий контент воды и изотопа Fe<sup>3+</sup>. Расчет диффузии в силикатах также опровергает генезис тектитов из седиментов [Muttik, 2008]. Если допускать, что тектиты - результат импакта в седименты, то плавление компонентов минералов в них должно быть сепаратным (так, при импакте плавление плагиоклаза приводит к слоям-ламелли), но при этом нельзя создать гомогенное стекло за счет смешения вещества. Параметры Найжли (Niggli) [Bentor, 1986] показали высокие и закономерные вариации отношений основных катионов у элементов различных полей (микро)тектитов. Их поведение — аналог дифференциации магмы и несовместимо с механической смесью седиментов как прекурсора тектитов. Картина больше отвечает частичному плавлению, как у фульгуритов, или горению ультраметаморфных стекол [Bentor, 1986]. Мантийные (включая астеносферные) магмы — базальтовые, содержащие больше кремнезема, чем исходное ультраосновное вещество. Они возникают за счет истошенной мантии с низким контентом шелочей и на относительно небольшой глубине [Хаин, 1995]. От других магматических пород они отличаются также избытком Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Уже отмечалось. что в зонах тектонических полвижек частичное плавление на микроуровне протекает быстро и в сухих условиях. Эти факторы, особенно, обезвоженность, являются основой образования тектитов. В дальнейшем коровые магмы дают и кислый состав, вплоть до риолитов и гранитов [Хаин, 1995], которые, согласно теории, имеют низкую точку плавления, остаточную от микстур основных камней. Процесс их формирования, в необычный диапазон которого попадают и тектиты, говорит о различной летучести элементов [Bentor, 1986].

По сравнению с другими стеклами в тектитах высокие отношения FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O. При этом Fe<sup>2+</sup>=4.4-43.0 %. В железном ядре Земли также предполагают до 44 % FeO [Рингвуд, 1981]. Большая фракция Fe не растворяется в силикатах ферропериклаза и ферроперовскита в нижней мантии, и поэтому там также Fe<sup>2+</sup>>Fe<sup>3+</sup> [Rustad, 2009]. Известно, что в клинопироксенах и гранатах алмазоносных эклогитов кимберлитовых трубок (например, Робертс, ЮАР [Доусон, 1983, с. 203]) почти все железо содержится в виде Fe<sup>2+</sup>. Это указывает на верхнюю мантию, согласно пиролитовой модели Рингвуда, поскольку в коре железо значительно более окислено.

Общая схема видится следующей [German, 2019b]. Воздействие температур, начиная с границы ядро-мантия Земли (2000÷4000°К) и выше, объясняет испарение щелочей и восстановление металлов в тектитах. Далее работают механизмы мантийных плюмов с частичным плавлением и выносом вулканами магм в виде туфового пепла стеклокластики с флюидизацией. Завершать образование тектитов способен приповерхностный игнимбритный плотный поток, устраняющий за счет дегазации потенциальные остатки воды и добавляющий к магматическим шлирам (с коэситом, цирконом) седиментарные следы.

Давно известен возрастной парадокс тектитов. Удивляло, что катастрофа, разбросавшая стекла на юге Австралии, Филиппинах и юге Китая, не оставила других геологических следов. Треки плавления и К-Аг метод дают возраст австралитов ~ 0.7-0.77 млн. лет, но положение геопластов на местности и минералы в них показывают возраст ~ 5-30 тыс. лет [Изох, 1991; French, 1998]. Характерны, например, тектиты возле оз. Торренс, где данный горизонт подвергся вымыванию в позднем Плейстоцене и погрузился. В таком случае,

тектитов, возрастом ~ 0.7 млн. лет, там быть не должно [Lovering, 1972; Chalmers, 1976]. Но они есть. Эта картина не согласуется с импактом. Но известно, что в кимберлитах более молодая магма цементирует предыдущую, старую. Выветривание удаляет грубую связку, оставляя мелкозернистые образования [Доусон, 1983]. Аналогично объясняется и парадокс возрастов для тектитов. Так, средний возраст санидина в туфах кальдеры Бонанца, США (33.05±0.06 млн. лет) моложе игнимбритов в ней (33.12±0.03 млн. лет) [Lipman, 2015]. Возможны и мультиинтрузии. Вращения внутри лавы кальдеры Бонанца, приведшие к эрупциям как до, так и во время интрузий, сродни поздним риолитам (толщиной 600 м) в долине Лонг Йеллоустоуна, возникшим во время повторных интрузий в интервале ~100 тыс. лет после коллапса кальдеры [Lipman, 2015].

В итоге, парадокс возрастов между тектитами и слоями их находок решается или цементированием старой магмы (с тектитами) более молодой магмой, или рекурсивными взрывами игнимбритов, выносящими тектиты наверх в более молодые стратослои. Гипотеза импактов с парадоксом возраста тектитов не справляется никак.

## 1.3. МУОНГ-НОНГ — СТЕКЛА ИЗ НЕДР и/или ИЗ ПЕПЛА?

Муонг-Нонг тип тектитов нашли на Индостане. Их рассеяние имеет протяженность ~ 1200 км и ширину ~ 800 км. Это — слоистые бутоны с ободком. Они иррегулярные, без следа аэродинамики, но с большим числом включений. Длина этих тектитов - более 10 см, вес - до 13 кг. Поскольку Муонг-Нонг тип содержит коэсит, круговые пустоты и Fe-Ni сферулы, он, вероятно, был изначально твердым и не плавился (поэтому коэсит не мог образоваться обратным переходом при плавлении лешательерита). Но при импакте теория утверждает плавление твердых тел. Значит, импакта не было.

Допускали, что вторичный обод бутонов возник во время затвердевания «сплэш»-форм при скоростном вторичном входе в атмосферу [French, 1998]. Вероятно, этот обод схож с ободом автолитов и «лапиллей брызг», и за него отвечает газовый поток магмы (мантийного плюма), поскольку застывшие вязкие капли тектитов говорят о динамическом сопротивлении газов. Первым конфигурации тектитов получил Э. Зюсс при обдувании паром канифоли. Аналогичного успеха добились в точке стагнации газового потока холодного гелия. Формы были и с выбоинами, как при больших числах Рейнольдса [Taylor, 1973], т.е. при плотных газовых потоках (высокого давления). Импактному генезису также

противоречат твердость тектитных стекол (они не пемзово-пенные) и их гомогенность (даже при гетерогенном базисе в Рисе). Это создает трудности, поскольку вода и летучие элементы удаляются через пузырьки, но физика не объясняет это для малых размеров частиц, их ускорения в атмосфере. вязкости и Механизм «испаренияконденсации» зачеркивается наличием в тектитах твердых Fe-Ni частиц и коэситов [Muttik, 2008]. Fe-Ni сферулы, найденные в импактных стеклах, проявляют уход металлического Fe в местные камни, что создает гало Fe-оксидов. Но вокруг тектитов гало Feоксидов нет, что говорит против происхождения сферул из камней мишени во время импакта [O'Keefe, 1994]. При импакте жидкие тектиты разрушились бы при приземлении. Поэтому они охладились до точки затвердевания перед депозитом. Муонг-Нонг выглядят так, будто образовались благодаря сварке вместе с выбоинами, т.е. оригинальный материал уже был стеклом. Такой вариант близок к вулканическому генезису, поскольку импакты или молнии созлают негомогенное ядро в стекле [O'Keefe, 1994]. Процесс, сплавивший грани кварца в гомогенное целое, был иным, нежели ответственный за коэсит. Грани ударных минералов могли вклиниться в тектиты при взрывах (аналог кластов базиса в расплаве Риса), будучи в поднимающихся газах, соударявшихся со стенками вулканических трубок [O'Keefe, 1994]. На Земле такие туфы [Ross, 1961] создаются специальным типом вулканических эрупций, когда магма конвертируется в горячий поток пепла (850°С) с размерами частиц менее 4 мм. Газ, растворенный в магме, выходит при диффузии и создает флюидизацию, т.е. разделяет частицы друг от друга. Если газа много, он растворяется в пыли и приобретает большой вес. Тектиты формировались при сваривании конгломерата малых частиц и поэтому они больше и тяжелее обычных стекол. Тем самым, Муонгпредставляют собой сварной туф горячего Нонг тектиты вулканического пепла. Их охлаждение было быстрым и не сепаратным [Taylor, 1994]. Стеклокластика считается пирокластикой (когда тектиты частично сварились, это - сварочные туфы). Среди сварных туфов Муонг-Нонга выделяют стеклотуфы (с доминантой стекла) или реоигнимбриты [Rittman, 1962, р. 81]. В них после уплотнения превалировал поток (движение после сварки), что привело к удлинению надкрылок структуры [Muttik, 2008]. Эти характеристики соответствуют игнимбритам. В итоге, ободки и сами стекла Муонг-Нонг могли возникнуть или при охлаждении газово-магматического флюида в недрах Земли (аналог - автолиты), или позже, во время горячей конвекции игнимбритного потока [German, 2019b]. Факт, что они — не результат импакта.

## 1.4. ДРУГИЕ ФОРМЫ ТЕКТИТОВ

<u>Сплэш-формы</u> находятся в середине поля рассеяния азиатоавстралитов и говорят о ротации жидких масс. Напомним, что при образовании автолитов утверждалось вращение магмы. Сплэштектиты имеют см-размеры, профили сфер, эллипсоидов и дюмбелей, характерных для изолированных плавленных тел. Если газа в магме мало, то он ведет себя как псевдожидкость (с меньшим весом). В этом случае флюид опускается наклонно вниз, расширяется по арене и коллапсирует [Мооге, 1967]. Верхняя часть потока сваривается и становится порошкообразной. Если поток тонкий, его нижняя часть плавится и превращается в твердые камни, напоминающие обсидиан. Пепловые потоки туфов покрывают тысячи километров.

Общие сплэш-формы не наблюдаются там, где много слоистых Муонг-Нонг тектитов [Wasson, 2017]. Сплэш-тектиты испытали аэродинамическую абляцию в газовом потоке, а также тепловой нагрев [O'Keefe, 1966]. Следы кручения тектитов, форма которых требует скорости вращения равной, минимум, 1% скорости их поступательного движения, могут говорить не только о разности плотностей тектитов и атмосферы, но и о кручении в плюме подпитывающего облака игнимбритов. Было мнение [Taylor, 1973], что турбулентность вызвала кручение, формирующее сплэш-формы, которые сохраняются, когда попадают в охлажденные части газового плюма. Изначально флюидальный поток был турбулентным (это, указывает на магму), но затем из-за торможения тектитов в нем и с потерей высоты — ламинарным (поскольку их абляция несет следы и ламинарного потока) [Taylor, 1973].

<u>Легкие австралиты</u> плавились дважды, т.к. обратная сторона несет следы вторичного нагрева после нагрева лицевой стороны. Из-за плавлений могли быть потеряны округлые пустоты и коэсит. Это говорит, вероятно, о плавлении сначала в мантийном флюиде, а затем или атмосфере в подпитывающем облаке, или в потоке поверхностных игнимбритов [German, 2019b]. В свою очередь, импактом нельзя объяснить, как лёгкие австралиты - шарики из стекла - смогли так застыть и пройти от поверхности через атмосферу, а после охлаждения войти в неё снова, подвергшись аэродинамической эрозии.

Как уже говорилось, в голове лавины игнимбритов идут не вязкие слои, создающие равномерные гетерогенные депозиты. Вначале они турбулентные, что отвечает сплэш-тектитам, но затем становятся ламинарными и соответствуют удаленным легким австралитам. В хвосте лавины - плотные потоки, вязкие из-за охлаждения,

вызывающие градацию (слоистость) эжектов. Они соответствуют типу Муонг-Нонг. Часть сплэш-форм и легких австралитов, как указывалось, могут представлять также депозиты из облака, подпитывавшего наземный плотный поток игнимбритов [German, 2019b].

### 1.5. ПОИСКИ КРАТЕРОВ

Идентичность состава говорит об общности всех типов австралитов. Попытки определить единый кратер были многочисленны, но он не доказан. Кратер Вилкес в Антарктиде отвергли на основании баллистики. Допускали «привязку» к кратеру Хенбури в Австралии, однако он слишком мал для всего поля. По распределению удельного веса тектитов, предполагали пересечение ими Австралии с СЗ на ЮВ [Chalmers, 1976, р.31]. Но против единого депозита - слишком большие пробелы в поле рассеяния (север Австралии, Нов. Гвинея, Суматра и Тимор), которое делится на части, с центрами в Индостане (Таиланд — Вьетнам — Китай), на Филиппинах (о. Лузон) и на северо-западе Юж. Австралии (район Мэнн Рэндже). Это оставляет «в игре» или неравномерность выпадения тектитов, или несколько кратеров, отвечающих за них. Было также мнение [Storzer, 1992], что австралийские тектиты датируются возрастом ~ 850 тыс. лет, что на ~ 150 тыс. лет старше поля азиатских тектитов.

Ввиду увеличения самых больших тектитов Муонг-Нонг к Индостану, вероятно, там один из источников. Вычисления указывали на кратер в Кампучии, где известно более 4-х псевдокруговых структур, самая выраженная из которых (центр: 13°55' с. ш., 106°34' в. д.) имеет размер 10х6 км и окружена более молодыми базальтами, чем тектиты. Радиально к ней (почти на ЮВ) вариации форм тектитов следующие: неизмененные стекла Муонг-Нонг (в радиусе R~400 км); диски и гантели (таиландиты, индошиниты) (R~400-1000 км); сферы и "слезы" (филиппиниты, яваниты) (R~1000-3000 км); абляционные "пуговицы" (легкие австралиты) (R>3000 км) [Ramsay, 1988]. Концентрация микротектитов в Индийском и Тихом океанах, на Филиппинах, в морях Сулавеси и Сулу говорила, что кратер - в Центр. Кампучии (12° с.ш., 106° в.д.). Его диаметр D=32-114 км (погрешность – из-за интервала мощности депозитов) [Glass, 1994]. Предлагались также два района расположения кратера в Индокитае: на суше, в 600-700 км от центра Муонг-Нонг тектитов, и кольцевая гравитационная аномальная 100-км структура глубиной 1.5 м в Южно-Китайском море [Schnetzler, 1999]. По минимуму <sup>10</sup>Ве в австралитах обозначали кратер южнее Тонкинского залива (шельф Вьетнама; 17° с.ш., 107° в.д.) [Ма, 2004].

Не только Муонг-Нонг тип, но и другие тектиты также проявляют профили, не поднимавшиеся в атмосфере [Chapman, 1963, р. 4344]. Сферы без следов абляции имеются в районе Мэнн Рэндже в центре Австралии и на юго-востоке Азии. Стекла Мэнн Рэндже относят к тектитам, а не к андезитам из-за аномально высокого содержания Сг и Ni и на основании опытов по плавлению [Giuli, 2001; Koeberl, 2002, р. 762]. Они несут особую информацию [Taylor, 1973], обладая высоким соотношением Na/K и возрастом ~ 4 млн. лет в отличие от молодых австралитов основного поля [Chalmers, 1976, р. 38]. Эти стекла могли быть более ранним депозитом и связываться с находящимися вблизи «родительскими» камнями Мэнн Рэндже (возрастом 2.5 млр. лет) также с высоким значением Na/K.

На юго-востоке Индийского океана (вдоль западного фланга Южно-Тасманийской возвышенности) было обнаружено 48 микротектитов в двух ядрах [Kelly, 2004]. Они отвечают возрасту позднего Миоцена в молодых седиментах раннего Плиоцена ~ 12.1–4.6 млн. лет. Это сепаратный депозит, поскольку возраст и состав REE у них не согласуются с типичными австралитами.

#### 1.6. ОБЩЕЕ ПОЛЕ АВСТРАЛИТОВ И ВУЛКАН ТОБА

Распределение сплэш-форм и легких австралитов показало, что они находятся в определенных регионах, отличаясь по размерам, профилю и имеют четкую северную границу [McColl, 1970, Fig.1]. Большинство из них располагаются на юге Австралии и концентрируются вдоль линии СВ-направления. Вторая субпараллельная линия — на западе Юж. Австралии — отделена от первой широкой областью с дефицитом тектитов [Taylor, 1970]. Все они считаются первичными депозитами, а экстраполяция данных, с учетом углов эжекций и ротации Земли, привела к пересечению линий возле вулканотектонической депрессии оз. Тоба на Суматре, Индонезия [Kaysing, 1970]. Кальдера Тобы эруптировала, выбросив ~ 2800 км<sup>3</sup> туфов и пепла, с зонированностью риолитовой магмы (73-77 wt% SiO<sub>2</sub>). Геохимия тефры, коррелирующая с надкрыльями риолитовых стекол, говорит, что разделить эрупции типов «А» и «D» (возрастом ~ 790 тыс. лет) трудно [Westaway, 2011]. Так, согласно ранним данным [Тјіа, 1976], установлено минимум четыре игнимбритных слоя ~ 500-м толщины каждый. Биотит одного из образцов показал K-Ar возраст 1.9+0.4 млн. лет. Возможно, Самосир-игнимбриты — самый ранний катмайский тип эрупции. Согласно современным исследованиям [Chesner, 2010], эрупции Тобы имеют старый (840 тыс. лет), средний (501 тыс. лет) и молодой (74 тыс. лет) возраст. Кристаллы разделили на пемзовые блоки и сварные туфы. Эрупции имеют близкую геохимию, куда входят плавленные включения силикатов и матрица стекол. Паттерны объяснимы плавлением магмы как до, так и на месте локализации (после эрупции). Как минимум, в силикатных образцах всех трех слоев Тобы не обнаружен CO<sub>2</sub> [Chesner, 2010]. Как известно, в тектитах также нет газовых включений СО<sub>2</sub> из земной атмосферы [Simon, 1962]. Считается, что депозиты Тобы отличаются от тектитов по основным элементам — Mg, Na, K, а также по силикатам [Taylor, 1970], Но, поскольку взрывов Тобы было несколько и с большим временным интервалом, магма могла изменить свой состав (особенно с учетом плавления после эрупции). Изменения могут быть связаны также с редокс-окружением, фракционированием элементов и/или ЭМ-разрядами в джете расплава или как испарения, это предполагалось для молдавитов. Если допустить взрывной кратер посредине поля австралитов, то требуются скорости выбросов тектитов ~ 2 км/сек. Самые старые туфы Тобы восточного направления эжекций обнаружены в 2500 км в седиментах на юге Китайского моря. Поэтому, за исключением Муонг-Нонг типа, чье происхождение, вероятно, приурочено к Индокитаю, и самых южных австралитов, связываемых с «горячей точкой» Косгроув (см. главу 9), вулкан Тоба способен отвечать за остальные рассеяния австралитов [German, 2019b].

### 1.7. ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Приуроченность тектитов к золотым копям отмечалась ранее для Австралии, Нов. Зеландии и Калифорнии. Этот факт отнесли на счёт любви старателей к талисманам. «Золотая лихорадка» середины XIX века начиналась со штатов Нов. Уэльса и Виктории, где почти одновременно было обнаружено золото, найденное позднее и в Зап. Австралии. Эти же районы имеют прямое отношение к полю тектитов, получившему известность благодаря Ч. Дарвину, описавшему в 1844 г. в книге «Геологические наблюдения вулканических островов. Путешествие на "Бигле"» коллекцию камней, подаренных ему Т. Митчеллом и собранных в междуречье р. Дарлинг и р. Муррей. Дарвин сравнивал камни с обсидианами, но указывал, что они найдены в сотнях миль от ближайших вулканических районов. Для плотного потока игнимбритов сотни миль — не вопрос.

Две зоны крупных австралитов пересекаются на границе 19° ю.ш., 129° в.д., причем, район р. Дарлинг является одним из их центров [Chalmers, 1976, fig. 13]. Интересно, что торий, почти в три раза более распространенный в земной коре, чем уран, обнаружен повышенным в

минеральных песках в области Виктории и в Зап. Австралии. А значит, здесь также происходило интенсивное плавление недр.

Тектитные поля — Австралии, Тасмании, Филиппин, Ганы, Чехии и Сев. Америки — имеют корреляцию с месторождениями золота [Донохью, 1985, с. 132]. К этому можно добавить и разработку алмазов в тех же странах (Австралия, Филиппины, Ивори, США). Согласно карте полей кимберлитов разного возраста и древних кратонов (возрастом ~ 1.5 млр. лет) [Посухова, 2000, фиг. 1], все места обнаружения тектитов на Земле (Австралия, Ивори, Чехия, Сев. Америка) находятся там же. Вероятно, это — единый почерк эндогенных процессов планетарного масштаба, что подтверждает связь тектитов не с импактами, а с глубинными источниками. Плюмы с границы ядро-мантия, в первую очередь, выносящие группу PGE (вспомним и повышение природного иридия в кратере Рис) и алмазы, приводят к плавлению кратонов и пробиванию старых, стабильных платформ. В результате — в древности выбросы, в основном, кимберлитов, а позднее — тектитов в туфовых, пепловых плотных потоках игнимбритов (с рекурсивным периодом ~ 15 млн. лет).

### 1.8. (МИКРО)ТЕКТИТЫ и БЕНТОНИТЫ

Масса всех найденных на Земле тектитов (см-размеры) оценивается ~ 10<sup>5</sup> кг, а сферул микротектитов (мм-размеры) ~ 10<sup>12</sup> кг [Gentner, 1971]. Как правило, микротектиты пребывают в седиментах водных глубин, а тектиты — на континентах. Но случались и редкие находки тектитов в воде: два экземпляра и один фрагмент - в Индийском океане, и ещё один — в Южно-Китайском море [Prasad, 2003]. Однако образоваться там они не могли из-за значительного содержания кислорода, растворенного в воде, что приводит к окислению при подводной альтерации. В свою очередь, микротектиты находили и на континенте, в лёссе (в Китае) и в бентонитах (кратера Рис). На воздухе бентонит теряет воду и становится порошковатым (вероятно, поэтому матрица КС в Рисе порошковатая). Бентониты, как и лёссы, состоят из устойчивых монтмориллонитов, кристаллы которых (< 1 мкм) видны только под электронным микроскопом. Монтмориллонит образуется при выветривании изверженных пород и переносится как тонкая пыль на большие расстояния. Через транзитные минералы в него переходит кварц. Отношение жидкости к газу в пузырьках бентонитовых стекол Риса показало их вулканическую природу. Вулканические стекла изменяются рано из-за альтерации горячих минералов пепла сразу во время его падения и в связи с седиментацией бентонитов [Horn, 1985; Muttik, 2008]. Так, в микротектитах керна из Габона, имевших след аэродинамики, треки показали возраст ~ 10 тыс. лет и состав сферул близкий к Fe-шлакам сгорания явно земного генезиса [Storzer, 1992].

Сухость тектитов и большой контент в них SiO<sub>2</sub> требуют в качестве основы компонент пироксенита или опала. Включения лешательеритов в тектитах указали на биогенный опал [Kinnunen, 1990]. Кристобалит и опал в зювитах Риса говорят, что расширение силиката, вероятно, произошло при растворении, и опал возник парагенетически [Engelhardt, 1995]. Тектиты в районе и Лейпцига, и Польши коррелируют с тем, что Саксонская холмистая область протянулась от Лейпцигского края по холмам, местами с очень мощным лёссовым грунтом, доходящим до границы с Польшей. Аналогично, частицы монтмориллонитов могли быть «доставлены» плотным потоком игнимбритов как поверхностно, так и в подпитывающем облаке, в Чехию и Австрию. Это подтверждается практически совпадающим в пределах погрешности возрастом (в млн. лет): бентонитовых стекол (из Майнбурга и Унтерхаарланда) -14.5±0.8, стекол зювитов Риса – 14.6±0.6, и молдавитов (Богемии и Моравии) – 14.7±0.6 [Storzer, 1970]. Бентонитовые глины - продукт выветривания при действии бактерий и грибков на алюмосиликаты вулканических плавленных пеплов/туфов, оседавших в водных бассейнах. Взрыв в Рисе произошел в мелком море. Поэтому там и нашли микротектиты в бентонитовых стеклах. В случае возможного отсутствия алюмосиликатного расплава в стеклах (микро)тектитов это объясняется его высокой вязкостью. Поскольку процесс удаления такого расплава требует часов-дней, а импакт длится секунды, то либо стекла должны были присутствовать в самом ударнике, что как было показано выше, исключено, либо эти стекла, как утверждалось в первой части, образованы из пеплов/туфов магмы. Магнитная стратиграфия глубинных морских ядер седиментов, содержащих микротектиты, согласуется с возрастом ~ 0.7 млн. лет азиатоавстралийских тектитов на континенте. Но микротектиты со дна океанов имеют химическую схожесть не с удаленными, а только с ближайшими тектитами материков [O'Keefe, 1963]. Вероятно, там была отступившая со временем вода, и все дело в различии и длительности действия на (микро)тектиты биоты на суше и в воде.

#### Глава 2. КРАТЕР БОСУМТВИ

#### 2.1. ГЕОЛОГИЯ И (МИКРО)ТЕКТИТЫ

Кратер Босумтви в Гане — это депрессия (D~10.5 км), заполненная озером глубиной 80 м, с брекчиями под ним. Ранее оно считалось

остатком вулкана в докембрийских метаморфитах. Возраст Босумтви ~ 1.07 млн. лет. Кратер сложен кристаллическими породами, имеет центральную горку (1-км ширины и в сотни метров высоты) и окружен валом 300-м высоты. В кратере доминируют метаседименты Биримиан) и метатуфы вместе с метавулканитами (слой (измененными базальтами). Кваршиты и конгломераты (слой Тарква) лежат над слоем Биримиан. Локально наблюдаются интрузивы гранитов и гранодиоритов, дайки/силлы глубинных: оливинового пироксенита, долерита, габбро и амфиболита. Множественные дайки гранитов на севере кратера ассоциируются с удаленными Пепиакезе- и Кумази-батолитами [Goderis, 2007]. Граувакки кратера сильно шаттерированные и разломные, а в нескольких местах за валом графитовый сланец расположен почти вертикально и имеет интенсивные складки. В восточной части большие блоки (~ 0.5 км) вала несут следы тангенциального движения внутрь, вдоль углубляющегося листрического разлома [Koeberl, 2005]. Однако везикулярное стекло в Босумтви почти свободно от кластов, с потоковыми структурами, то есть, явными признаками флюида. В отличие от Риса, в Босумтви зювиты, стекла и/или плавленнонасыщенные брекчии редки. Происхождение брекчий здесь до сих пор не понято. Установлено [Reimold, 1998], что как минимум отдельные из них — результат не импакта, а вторичных процессов уплотнения масс. Брекчии со стеклом и плавленными фрагментами находятся только на севере и юге вала кратера. Они переходят в зювиты, толщина которых на севере кратера ~ 15 м. Под зювитами лежат полимиктовые кластовые брекчии. Они не плавленные, поэтому сродни ВВ в Рисе [Koeberl, 2005, р. 58]. Сюрприз, что ни один из камней, даже на валу кратера, не имеет следов ударного метаморфизма, а профиль деформации Босумтви аналогичен профилю вала простого котлообразного кратера Цвайнг, ЮАР [Brandt, 1995]. Отчетливые шок-эффекты (PDF и коэсит) есть только в кластах зювитов внутри плавленных фрагментов за валом (но в пределах внешней горно-краевой зоны). Возможно, эти класты представляют собой эжекты кратерного дна, но происходят они из гранитов [Koeberl, 2005]. Зювиты за пределами вала вначале относили к вулканическим туфам [Junner, 1937]. К таким же неясным аспектам, как ударный метаморфизм в Босумтви, относится и круглая депрессия в 3-5 км за пределами вала. Судя по топографии, она поверхностная и результат ударно-деформационной или оползневой эрозии [Reimond, 1998a; Wagner, 2002].

Эллипс (~ 200х100 км) гомогенных тектитов на побережье Ивори находится в 280-450 км на 3C3 от Босумтви. Найденные на ЮЗ от Босумтви рассеяния микротектитов (> 63 мкм) численно растут в направлении тектитов и кратера. В среднем микротектиты и тектиты имеют одинаковый состав главных окислов: 63-69 wt% SiO<sub>2</sub>, MgO/CaO>1, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O>1. Малая часть тектитов содержит < 60 wt% SiO<sub>2</sub> и ~ 15 wt% MgO [Glass, 1990]. Трековые элементы в тектитах и в стеклах Босумтви идентичны, а микроэлементы указывают на общее происхождение (но композиция камней кратера все же шире, чем у тектитов). В основном (микро)тектиты переотложены и встречаются в аллювии и выветренных сланцах и гранитах докембрия.

Базируясь на оценках переноса пыли в газовом потоке, формирование Босумтви пытались связать с ударом метеорита по касательной, с углом входа в атмосферу в 30-45° [Artemieva, 2004]. Это объясняло бы отсутствие тектитов непосредственно в кратере и их ассиметрию распределения за его пределами [Pierazzo, 1999]. Однако доказано, что фракционирование и пост-импактные изменения не способны полностью уничтожить внеземной компонент в ударном расплаве кратера [Evans, 1993]. Моделирование профиля высот Босумтви для метеорита (D=750 м) как при вертикальном ударе в 90° (и скорости 12 км/с), так и при наклоне 30-50° (и скорости 20 км/с) дало превышение глубины дна кратера на 200-300 м по сравнению с оценкой по сейсмам. Расчетная мощность (30-40 м) выбросов из Босумтви также не отвечала наблюдениям на местности [Кагр. 2003]. Вдобавок. моделирование [Artemieva, 2004] утверждало ощутимое наличие плавленных камней в кратере, которых, увы, нет. Аналогичная неувязка возникла, напомним, и для Риса при моделировании как IMR, так и ударов по касательной. Отсюда, связь обоих кратеров с импактами сомнительна.

### 2.2. ДИАПАЗОН ОСМИЯ В ЗЕМНОЙ МАНТИИ и В МЕТЕОРИТАХ

В типичных земных мантийных камнях РGE на два порядка ниже, чем в хондритах и железных метеоритах. Когда впервые в двух тектитах Ивори обнаружили малое повышение осмия (0.199 и 0.33) и иридия (0.099 и 0.23) ppb [Palme, 1978], оно имело не хондритное соотношение и могло говорить о железном метеорите. Затем в Босумтви были найдены образцы таржета также с повышенными сидерофилами PGE (Os, Ir и др.), которые попытались отнести к следу метеорита. Но соотношение Os-изотопов в них оказалось земным [Koeberl, 1993]. Относительно низкое повышение Ir~0.7 ppb, найденное в брекчиях Босумтви, «поглощалось» диапазоном Ir=3 ppb коры, что не позволяло выделить (в случае наличия) внеземную добавку. В стеклах Босумтви (изолированных от зювитов) находили и богатые никелем сферулы [Koeberl, 1993]. Но в итоге выяснилось, что таржет Босумтви связан с минерализацией РGE в соседнем золотоносном регионе Ашанти [Dai, 2005]. При этом повышение золота не коррелировало с повышением PGE, что могло указывать на разные фазы их образования [Jones, 1985; Dai, 2005]. Однако, поскольку в зювитах Босумтви и в тектитах Ивори соотношения PGE не совпадали, это, скорее, говорило о различной локальной минерализации в кратере и за его пределами [Dai, 2005].

Одно время, согласно Re-Os изотопам, утверждалось, что в тектитах Ивори найдено ≤ 0.6 % компонента хондрита (и намного меньше — в стеклах Босумтви) [Коеberl, 1993]. Однако современные исследования это опровергают на основании высокого содержания земного осмия в камнях таржета [McDonald, 2007]. Как пришли к такому выводу? Радиогенный изотоп осмия <sup>187</sup>Os формируется при В-распаде рения <sup>187</sup>Re (Т<sub>1/2</sub>=42.3±1.3 млр. лет). Из земных недр оба элемента поступают в кору. Однако при частичном плавлении мантийных камней Os плохо плавится и остаточен в кластах. Re - наоборот. Поэтому в древней земной коре высокое содержание Re и низкое Os. Для старых кислых камней коры Re/Os>10. За длительный промежуток времени и Re, и из-за его распада <sup>187</sup>Os, в коре увеличились; сейчас повышение <sup>187</sup>Os привело к соотношению его и стабильного, не радиогенного <sup>188</sup>Os, к величине 0.67-1.61 (в среднем 1.26) [Allegre, 1980с]. Базальты и другие мафические камни, как и земная кора, имеют высокое Re/Os и проявляют радиогенное <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os. В отличие от земной коры, в метеоритах Re/Os<0.1 (Re~50 ppb, Os~500 ppb), что лает <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os=0.1258-0.128. Тем самым, магнитуда Оs в метеоритах более, чем на порядок превышает содержание его в земных камнях коры, и даже слабая добавка метеоритного Os сильно понижает <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os в импактитах (ахондриты с низким PGE — исключение; требуется уже значительная добавка осмия для их идентификации). В свою очередь, ультрамафические камни земной мантии близки к хондритам по Re/Os. Поэтому в мантии <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os=0.1296±0.008 (для абиссальных перидотитов 0.12-0.13) [Luck, 1983; Day, 2016], что практически совпадает с метеоритным. Но ультрамафические камни имеют концентрацию Re и Os намного меньшую, чем в хондритах [Daly, 2018]. Из-за малой разницы мантийный Оѕ-компонент должен на ~ 0.01 превышать метеоритный, что определяется по кластам в брекчиях, геохимии плавленных камней и по Sr- и Nd-изотопам.
В принципе, более близкое к метеоритному, чем к коровому, отношение <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os~0.155-0.213 в тектитах Ивори могло бы говорить и о слабом внеземном компоненте [Koeberl, 2004]. В этом случае предполагалось [Dai, 2005], что смешивание не радиогенного <sup>188</sup>Os-компонента с радиогенным <sup>187</sup>Os обедненной им коры покажет линейный тренд. Но ожидания не оправдались. В микстурах доминировал земной Os, а повышения PGE и Au проявили строго не хондритное фракционирование [McDonald, 2007, Tab.3; Fig. 2]. В итоге, как и с аномалией платины, профили паттернов PGE были типичными для коры, включающей седименты и базовые магмы сульфидной минерализации (Pt>Rh) [Kinnaird, 2005]. Ясного отличия по PGE между брекчиями зювитов и камнями базиса не нашли. Хондрит-нормализация потенциальной добавки метеорита, как и насыщение более летучими PGE (Pt - до 39 ppb) и золотом (1.2-22.7 ppb), также оказались сравнимыми с камнями коры [Farago, 2005]. Тем самым, ни содержание Os и/или других PGE, ни соотношение Osизотопов не позволяют утверждать компонент метеорита, поскольку доминирует локальная минерализация PGE (Os, Au, Ir, Pt) таржета.

По сравнению с Os (0.09-0.31 ppb) в современной коре континента в Босумтви его больше (0.021-0.33 ppb), а отношение <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os =1.52– 5.01 указывает на большую добавку осмия древней коры континента, для которой <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os=12.3–41.4 [Jones, 1985]. У тектитов Ивори основные и трековые элементы, как и большие отрицательное  $\varepsilon Nd=-20$  и положительное  $\varepsilon Sr=260-300$ , также отвечают древней коре континента. Вероятно, это указывает косвенно и на генезис тектитов. Следует напомнить, что ни одно из полей тектитов на Земле не показывает серьезного внеземного компонента, а основные формы выделения энергии (тепловой поток, сейсмоволны) при импактах распространяются моментально и на малые арены, но при эндогенных событиях — на большие, от субконтинентальных до глобальных. Это говорит в пользу эндогенного происхождения тектитов.

Для гранитоидных интрузий слоя Биримиан Rb-Sr изотопы дают ядро возраста 1.98 млр. лет (и начальное соотношение стронция <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.701) [Koeberl, 2005]. В модели деплетированной мантии, согласно Nd-изотопам, возраст равен 2.16-2.64 млр. лет (Nd= от -17.2 до -25.9 ‰) [Allegre, 1980b]. Изотопные композиции Sr и Nd для молодых земных гранитов показали, что эти элементы происходят не ИЗ мантии океанского типа. а ИЗ рениклической старой континентальной коры. Парадоксально, но гранитоиды, возрастом старше 2 млр. лет, имеют первичное изотопное отношение Nd и Sr близкое к планетарной эволюционной мантийной линии (вероятно,

это — свидетельство почти непрерывного роста континентов с геологическим временем) [Allegre, 1980b]. Показательно, что вокруг кратера Босумтви - древние камни, возрастом ~ 2 млр. лет, а в районе тектитов Ивори во впадине Вольта третичные латериты залегают на седиментах Архея-Протерозоя (разница возраста ~ 1.6 млр.лет). Совпадающие с началом события Джеремилло [Koeberl, 2005] кратерные брекчии и зювиты относят к возрасту ~ 1.07 млн. лет, а удаленные (микро)тектиты - к вероятному возрасту ~ 0.9 млн. лет [Durrani, 1971; Pohl, 1978]. Если эти оценки верны, то могло быть несколько эпизодов химического фракционирования вещества мантии (возможно, и ядра) Земли в связи с субдукцией/обдукцией (рекурсивный рециклинг), которые отразились в соотношении изотопов в камнях на поверхности (в результате взрывных выходов). Тем самым, разновозрастные отличия говорят о глубинном источнике, а не об импакте, ответственном за возникновение кратера Босумтви.

Если зювиты в Рисе на юге (в Энкингене) и на CB (в Полсингене) химически идентичны, то внутри и за пределами Босумтви (в северном и южном секторах) они различаются [Reimond, 2013]. Поэтому логично считать, что в Босумтви могло быть несколько выбросов в разное геологическое время. Видимо, не случайно здесь отмечаются мультиинтрузии со старой литологической фолиацией и юными 20-см кварцевыми прожилками, пересекающими кратер или проявляющимися поверхностно [McDonald, 2007]. Топ-слой (30-см толщины) на зювитах Босумтви состоит из квазимикротектитных плавленных сферул. Его можно относить вовсе не к фаллбэку при импакте [Buchner, 2015], а к плотному потоку игнимбритов мантийной пирокластики по аналогии с кратером Рис.

Почему хондритовый компонент оказался высок у микротектитов на глубоком дне залива Ивори, но мал у стекол кратера Босумтви [Koeberl, 1993]? В мантии соотношение <sup>187</sup>Re/<sup>186</sup>Os=3.15 соответствует СІ карбонатным хондритам [Allegre, 1980с], а в Ивори находятся алмазоносные кимберлитовые дайки (Тобабуко, Бобби и др.), наследующие простирание более древних структур и зон трещин [Доусон, 1983]. Гнейсы в Босумтви расположены параллельно CB-ЮЗ региональным залеганиям, и соединения в них имеют тот же тренд, что и гранитные дайки интрузий метаседиментов [McDonald, 2007]. Слой Тарква наблюдается в каждом из известных на ЮЗ Ганы пяти CB–ЮЗ трендов вулканических поясов [Koeberl, 2005, р. 55]. Более чем в 35 км, в том же ЮЗ-направлении от Босумтви, возле Обуази находятся и главные золотые прииски, а еще дальше на ЮЗ-эллипс микротектитов Ивори. Вероятно, именно ЮЗ направление от

Босумтви не случайно совпадает с рассеянием микротектитов (поле тектитов смещено на 3C3 за счет рельефа) и говорит в пользу их эндогенного, вероятно, мантийно-вулканического происхождения (с захватом и выносом хондритового компонента).

Прецизионная техника показала повсюду в Босумтви, включая (микро)тектиты Ивори, в изотопной композиции доминанту земного осмия. Содержание PGE и отношения Os-изотопов в брекчиях, камнях базиса и зювитах на севере вала, как и в других образцах кратера, нигде не проявили отчетливой разницы. Из-за минерализации района их нельзя приводить в пользу импакта. Это контрастирует с другими импактными кратерами, где внеземной след, как считают [McDonald, 2007], записан в ударном расплаве камней. Вместе с тем, вопрос определения внеземного вещества по группе элементов PGE в кратерах сегодня полемичен. Так, тектиты Вьетнама обогащены сидерофилами Ir,

Os, Ru, Pd, но их космогенез оспаривается. В австралитах высок Ni (> 200 µг/г). Тектиты с повышенным Ni и Cr часто проявляют и повышение тяжелых сидерофилов HSE (Ir и др.) с широким диапазоном хондритовой HSE-пропорции. Для микроавстралитов допускали в качестве ударника обыкновенный хондрит, что базировалось на вариации отношений Ni (680 µг/г), Co (50 µг/г) и Cr (> 370 µг/г) [Folko, 2018]. При этом высокий контент Ni, Co и Cr относили к ~ 5% примеси хондрита, пересчитываемого в 20 нг/г Ir. Но тектиты Индонезии, также имеющие высокие содержания Ni (428 µг/г) и Cr (311 µг/г), в пересчете дали только 4 нг/г Ir [Goderis, 2017]. Не исключено фракционирование элементов при импакте хондрита [Folko, 2018], однако хондрит несовместим с наблюдаемыми соотношениями Ni/Cr, Ni/Co, Cr/Co. Тем самым, метол по соотношениям Ni, Co, Cr (и Au) не работает, поскольку: 1) их контент высок и в земной коре; 2) они мобильны при вторичных процессах.

Лучше определять менее мобильные при вторичных процессах сидерофильные Os, Ru, Ir, Rh (PGE), которых много в большинстве метеоритов, но не в земной коре [Schmidt, 2018а]. Однако и эти соотношения всегда содержат неточности и не годятся для заключений [El Goresy, 2018]. Так, не известно, вызваны ли флюидами субхондритные соотношения Os/Ir в образцах расплава в кратерах. На Земле нет ни одного кратера, в котором отношения сидерофилов, например, Ni/Co, позволили бы определить тип ударника [Schmidt, 2018а]. В противовес этому, Ni-богатые тектиты представляют широкие хондритные PGE-пропорции, хотя имеют Ru/Ir почти на 10 % меньше [Goderis, 2017]. Не хондритное насыщение PGE в тектитах

с повышением Rh пытаются объяснять примесью железных метеоритов [Shirai, 2017]. Поэтому важны Os/Ir, Ni/Ir и, особенно, Rh/Ir [Schmidt, 2018b], даже в случае примеси CI-хондрита ~ 0.1 wt%. Но и по ним идентификация внеземного компонента практически невозможна, если PGE в расплаве происходит из мантийных камней.

#### 2.3. ИЗОТОПЫ ХРОМА и ТЕКТИТ ИВОРИ IVC-3395

После фиаско с доказательством внеземного следа в Босумтви по PGE и Re-Os пришлось искать другие пути. Как утверждают авторы работы, использовавшие метол плазменной спектроскопии [Shukolyukov, 2002], различие соотношения изотопов хрома  $\delta^{53}$ Cr (т.е. <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr) в земных камнях и в метеоритах — это прямое наблюдение, ни моделях. ни которое не основано на на каких-либо предположениях. Такая ситуация для современной доказательной науки — нонсенс, поскольку оставляет многозначность трактовок. Но результаты именно этого метода предъявляют доказательством внеземного вещества во многих земных кратерах, включая Босумтви. Однако будучи чисто эмпирическим, является ли метод надежным? Давайте рассмотрим этот вопрос подробнее.

Радиоизотоп <sup>53</sup>Cr — дочерний продукт <sup>53</sup>Mn (с периодом полураспада  $T_{1/2}=3.7$  млн. лет). Изотоп <sup>52</sup>Cr, наоборот, относится к стабильным. С учетом распада всего примодального <sup>53</sup>Mn, считают, что сейчас эти изотопы на Земле гомогенные, и их соотношение стандартно: <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr=0  $\varepsilon$  (в  $\varepsilon$ -единицах, где 1 $\varepsilon$  - это 1 часть от 10<sup>4</sup> или 1 $\varepsilon$ =0.01 %=0.1 ‰=100 ppm=10<sup>5</sup> ppb=10<sup>8</sup>ppt). Следовательно, <sup>53</sup>Cr можно определять с помощью масс-спектрометрии (при термальной ионизации) по изменению в соотношении <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr относительно стандартного. Лимит метода зависит, во-первых, от содержания хрома в земных камнях (брекчиях или IMR) и, если Cr~185 ppm (для коры континентов), то можно выделить внеземной Cr-компонент, превышающий ~ 1.2 %. Отметим, что применение детектирования по Os-изотопам позволяло определять ~ 0.12 % внеземной примеси. Тем самым, метод по Cr-изотопам более избирателен, чем по Os-изотопам, но менее чувствителен [Koeberl, 2002].

Земные образцы лежат на линии фракционирования, зависящего от масс изотопов хрома (наклон ~ 0.5;  ${}^{53}$ Cr/ ${}^{52}$ Cr - ось y,  ${}^{54}$ Cr/ ${}^{52}$ Cr - ось x), т.е. вариаций в относительном содержании легких и тяжелых изотопов. Для метеоритов отношения тех же изотопов, являясь масснезависимыми, отклоняются от данной линии в обе стороны (масс-

зависимое и масс-независимое фракционирование пользуются разной нотацией, поэтому є в них отличается контекстом [Qin, 2017]).

Вариации є способны отражать гетерогенность распределения  $^{53}$ Mn и Mn-Cr фракционирование в ранней солярной небуле и в родительских телах метеоритов. Система  $^{53}$ Mn/ $^{53}$ Cr отвечает истории астероидов в первые 20 млн. лет. Фракционирование в небуле могло быть вызвано большей потерей в горячих регионах среднелетучего Mn, чем слаболетучего Cr.

Сравнительно с земными образцами все хондриты показали в  $\epsilon^{53}$ Cr или небольшое положительное расширение, или отсутствие аномалий, возможно, из-за вариаций в примодальном Mn/Cr [Trinquier, 2008]. В обыкновенных и энстатитовых хондритах, примитивных ахондритах и других дифференцированных метеоритах  $\epsilon^{53}$ Cr=0.1-1.3. Исключением долгое время были только карбонатные хондриты с отрицательным  $\epsilon^{53}$ Cr~ - 0.4.

Современные методы (TIMs с двойным спайком) обнаружили для хондритов [Bonnand, 2016] в 3 раза больший, чем в предыдущих фракционирования, исследованиях лиапазон что показало доминирование масс-зависимых процессов в радиогенных вариациях. Поскольку «грубое» соотношение  $^{53}Cr/^{52}Cr$ резко снижает прецизионность результатов, используют коррекцию 2-го порядка масс-фракционирования, предполагая нормальным отношение <sup>54</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr [Shukolyukov, 2000b]. Ненормализированное <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr сродни примитивным метеоритам, а дефицит <sup>53</sup>Cr связывают с пресолярным <sup>54</sup>Cr [Shukolyukov, 2000с]. При этом повышение є<sup>54</sup>Cr =0.4-1.6 в карбонатных хондритах переводится в дефицит є<sup>53</sup>Cr (отрицательное є), что позволяет отличать их от остальных метеоритов. Хотя 2-й фракционирования <sup>54</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr предполагал порядок не других отклонений <sup>54</sup>Cr, его дефицит нашли сразу у нескольких классов метеоритов [Trinquier, 2005]. Относительно Cr-стандарта NIST SRM 3112, у ахондритов, железных и марсианских метеоритов  $\epsilon^{54}$ Cr ~ - 0.2-0.9, у обыкновенных хондритов  $\varepsilon^{54}$ Cr~- 0.4  $\varepsilon$  (энстатитовые хондриты проявили близкое к земным и лунным камням є<sup>54</sup>Cr=0; их родитель, вероятно, не имел аномалий ни при формации, ни при вторичном метаморфизме). Вариации <sup>54</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr среди разных классов метеоритов говорят о гетерогенности <sup>54</sup>Сг-компоненты в Солнечной системе [Qin, 2017]. Однако ясного соотношения между  $\varepsilon^{53}$ Cr и  $\varepsilon^{54}$ Cr не найдено: увеличение <sup>54</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr (до 200 є) переводится в очень малый дефицит <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr (< 2ε) [Qin, 2017].

Поскольку в Босумтви нет слоев или больших тел ни в плавленных камнях, ни внутри или около кратера, то изучали тектит Ивори IVC- 3395 (в нем ранее предполагали внеземной компонент, согласно Osизотопам [Koeberl, 1993]). Концентрацию и Сг-изотопы в образце определяли методом плазменного нагрева ICP-OES. Таким образом, было найдено для IVC-3395 тектита є<sup>53</sup>Cr=0.30±0.06 (2σ), что попытались отнести к внеземному следу. Результат исключал карбонатные хондриты с отрицательным є<sup>53</sup>Сг и энстатитовые хондриты с низким є<sup>53</sup>Cr~0.17, но оставлял «в игре» обыкновенные хондриты с  $\varepsilon^{53}$ Cr~0.48 [Shukolyukov, 2004]. При этом низкое значение є<sup>53</sup>Сг в IVC-3395 по сравнению с обыкновенными хондритами связали с присутствием компоненты нормального земного хрома. В итоге получилось, что этот тектит содержит 150 ppm внеземного Cr, т. е.~ 63% от измеренной концентрации Cr=240 ppm, или с учетом ошибок в несколько ppm, 3–5% (0.1–0.6 wt%) обыкновенного хондрита (для них на тот момент считали концентрацию Cr~3740 ppm [Koeberl, 2007]; сейчас принятая для хондритов концентрация равна 4400 ррт [Schoenberg, 2016]). До этого команда тех же авторов утверждала, что «отношение Mn/Cr недифференцированных прекурсорах в примитивных ахондритов близко к хондритному, и  $\epsilon^{53}$ Cr~0.5 при актуальной прецизионности для обоих классов неотличимо» [Shukolyukov, 2001b]. С такой трактовкой в тектите Ивори нашли, якобы, компонент хондрита, но может быть, и прекурсора ахондрита. Однако это — уже детали, если учесть, что хондритный компонент присутствует и в земных мантии/ядре.

Использованный в этой работе метод плазменного нагрева ICP-OES показал расширенный диапазон  $\varepsilon^{s3}$ Cr=0.05-0.10 и для земных камней [Shukolyukov, 1998а], а также имеет ряд недостатков, способных зачеркнуть все достижения. При масс-спектрометрии Cr определяют двумя разными методами: а) мультиколлекторной индуктивной плазмы (МС–ICP–MS); б) термальной ионизации (TIMs) с двойным спайком. Пионерские измерения с помощью ионных проб были ограничены в прецизионности по  $\delta^{s3}$ Cr. Ранние работы TIMs, например, по Е-хондриту Индарх страдали тем же и, вдобавок, разошлись с высоким начальным  $\delta^{s3}$ Cr (~1 $\varepsilon$ ), полученным по сульфидам [Shukolyukov, 1998b].

Во время ионной трансмиссии внутри масс-спектрометра тяжелые изотопы превалируют над легкими из-за эффекта пространственного заряда. Данный аппаратурный эффект корректируют в MC–ICP–MS выполнением т.н. захвата стандартов. Это требует, чтобы стандарты и исследуемые образцы анализировались при идентичных условиях (одинаковой матрице и концентрациях), поскольку сепарация при неполном выделении элемента приводит к фракционированию изотопов [Qin, 2017]. Но как было показано [Trinquier, 2008; Bonnand, 2011], химическая сепарация при MC–ICP–MS не позволяет выделить 100 % ядра из образца. Поскольку происходит неполное растворение, то, например, шпинель - минерал, который становится не подходящим для работы, хотя и насыщен Cr [Bonnand, 2016]. В общем, такие ядра проблематичны, если не используется двойной спайк.

Лвойной спайк-метод в TIMs включает дополнительные треки. содержащие два насыщенных изотопа элемента таржета: добавляют <sup>50</sup>Cr и <sup>54</sup>Cr с хорошей калибровкой изотопной композиции еще до Любое препарации образцов. артифактное фракционирование изотопов во время препарации образцов и/или аппаратурного анализа корректируется на базе калибровки и отношения <sup>50</sup>Cr/<sup>54</sup>Cr [Qin, 2017]. В этом методе анионный обмен типично дает большее ядро элемента, чем катионный. То есть, TIMs более корректен при массфракционировании для каждого индивидуального образца. Поэтому он годится для любых малых остатков матрицы элементов, причем, без рекурсии к стандартам захвата, где применяют допирование для той же матрицы (способной «убежать химически»), и только затем анализ. Поэтому органический материал является для MC-ICP-MS проблемным [Bonnand, 2016]. Результаты при TIMs стабильны и не требуют повторений, а при MC-ICP-MS необходимы как повторные анализы, так и более стандартные измерения (вдобавок, препарация образцов может иметь временной предел).

Для MC–ICP–MS существует еще одна проблема, связанная с аргоном — типично первичным газом в плазме, приводящим к молекулярной (полиатомной) интерференции: <sup>40</sup>Ar<sup>12</sup>C на <sup>52</sup>Cr, <sup>40</sup>Ar<sup>14</sup>N на <sup>54</sup>Cr и <sup>40</sup>Ar<sup>16</sup>O на <sup>56</sup>Fe. Данные соединения надо минимизировать, растворяя [Qin, 2017]. Но для регистрации пиков Cr и Fe точность измерения масс должна быть выше, чем ~ 6.000. Однако до 2000 г. инструменты МС-ICP-MS ее не имели [Weyer, 2003]. В свою очередь, высокое разрешение при TIMs не обязательно, т. к. Аг-связанная молекулярная интерференция здесь отсутствует [Qin, 2017]. Поскольку указывается что тектит IVC-3395 [Koeberl, 2004], изучали аналогично предыдущему, проведенному до 2000 г., исследованию [Lugmair, 1998], т.е. методом ICP-OES, то и приборы, получается, не отличались. Но если они до 2000 г. не имели нужного разрешения молекулярной интерференции, то это ставит обнаружение внеземного компонента в тектите IVC-3395 пол сомнение.

Наконец, TIMs обладает большей прецизионностью, позволяя измерять  $\varepsilon^{53}$ Cr и  $\varepsilon^{54}$ Cr с точностью до 10 ppm (0.1 $\varepsilon$ ), в то время как масс-зависимая Cr-изотопия при MC-ICP-MS имеет точность ~50 ppm

(0.5є) (приборы нагрева-охлаждения плазмы и др. приводят к дополнительным ошибкам) [Lugmair, 1996, Fig.2; Wadhwa, 1999; Bonnand, 2016, Tabl. 2]. Тем самым, полученная, согласно изотопам хрома, но не TIMs-методом с двойным спайком, а плазменным нагревом, внеземная добавка в тектите Ивори сомнительна еще и из-за низкой прецизионности ICP-OES.

О несовершенстве методики по Cr-изотопам говорит и относительно серьезное (на 2 млн. лет) расхождение его с U-Pb возрастом для примитивных метеоритов [Shukolyukov, 2007]. Противоречивая ситуация возникла и с метеоритом Пена Бланка Спринг [Shukolyukov, 2000с], где <sup>53</sup>Мп, вроде бы, сохранился во время его формации, но не было корреляций между <sup>53</sup>Сг/<sup>52</sup>Сг и соответствующим соотношением Mn/Cr. Приписывание эффекта возмущению <sup>53</sup>Mn-<sup>53</sup>Cr системы во время вторичного события (с корреляцией в системе "масса сульфидов – силикатный остаток – общий камень"), что воздействовало только на перераспределение <sup>53</sup>Сг между сульфидами, выглядит попыткой спасти не работающую методику. О ее ненадежности говорят и данные основных метеоритных классов, которым оказались свойственны нормальные соотношения <sup>54</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr. На изотопной диаграмме кислорода эти объекты лежат близко к линии земного фракционирования. Но все образцы метеоритов, чей график шел вдоль линии CAI, имели расширение <sup>54</sup>Cr. Такой результат не находит объяснения в рамках методики по Cr-изотопам [Shukolyukov, 2001a, 2001b], применяемой и к следам метеоритов в кратерах. Это говорит о ее несостоятельности в целом. Поэтому нет гарантии, что объявленная в тектите Ивори є<sup>53</sup>Cr=0.3 добавка внеземного хондрита не является привнесенной хондритовой компонентой из недр Земли [German, 2019е]. Но и это далеко не всё.

#### 2.4. КОСМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

До сих пор стандартное тождество <sup>53</sup>Cr/<sup>52</sup>Cr≡0, используемое в случае отклонения для объявления внеземной компоненты в кратерах, было доказано только для земных седиментов (и анортозитов Луны). Оно основано на полном распаде всего примодального <sup>53</sup>Mn, производившего <sup>53</sup>Cr. Но что будет с результатами Cr-изотопии в кратерах, если <sup>53</sup>Mn продолжает попадать на земную поверхность?

Повышение <sup>53</sup>Mn (а также <sup>60</sup>Fe, <sup>3</sup>He и других радиоизотопов) на Земле зафиксировали из-за: 1) космической пыли с изотопами, живущими в атмосфере от суток до нескольких лет; 2) воздействия протонов

солнечного ветра на железо в межпланетном пространстве; 3) вспышек Сверхновых звезд вблизи Солнечной системы.

<sup>53</sup>Мп является лучшим индикатором межпланетной пыли, т. к. продуцируется непрерывно и может использоваться как монитор процессов на земной поверхности [Schaefer, 2006]. В тектите Ивори IVC-3395 пытаются утверждать хондритную лобавку. Ho зодиакальная пыль по химической композиции и плотности мало отличается от хондритов, имеющих масс-инфлюкс на Землю ~ 10<sup>5</sup> 1974]. Процессы, различно изменяющие  $\varepsilon^{53}$ Cr т/год [Bibron. (радиогенные из-за распада <sup>53</sup>Мп и связанные с отношением Mn/Cr) и ε<sup>54</sup>Cr (нуклеосинтез как продукция нейтронно-насыщенных изотопов в Сверхновых звездах [Bonnand, 2016; Qin, 2017]) включают, как минимум: 1) смешивание с метеоритным материалом; 2) имплантацию солнечного ветра: 3) спаллацию как на Fe. так и на Cr. а также реакции нейтронного захвата собственно на Сг.

Из перечисленных эффектов спалланию на Fe считают доминирующей. При этом проникновение солнечного ветра оценивается нано- и мк-масштабами, а галактических лучей (GCR) см-глубиной [Mougel, 2018]. Протоны и альфа-частицы космических лучей продуцируют и вторичные низкоэнергетичные нейтроны, захватываемые земными изотопами, включая хром. Считалось, что такие реакции мало отражаются на отношениях  ${}^{53}$ Cr/ ${}^{52}$ Cr и  ${}^{54}$ Cr/ ${}^{52}$ Cr по сравнению со спаллацией [Leva, 2003]. Но недавно для материалов Луны выявили [Qin, 2010] большее влияние на Cr-изотопы нейтронного захвата, чем предполагали ранее. Неопределенность параметров, включая ядерные кросс-секции и энергии частиц, слишком велика. Вероятно, поэтому теоретическая GCR-модель [Leya, 2003] не согласуется с данными по Сг-изотопам на Луне. Так, кросссекция в модели из-за неопределенности (в два раза) способна сильно искажать низкоэнергетические эффекты [Qin, 2010]. Состав Сгизотопов как в солнечном, так и в галактическом ветре, неизвестен, но длительное воздействие GCR может генерировать на планетах  $\varepsilon^{54}$ Cr [Bonnand, положительные смешения в є<sup>53</sup>Cr и 2016]. несколько космических эффектов Установлено. что вызвали повышение є<sup>53</sup>Cr=+0.1 и є<sup>54</sup>Cr= от 0.00±0.08 до 0.20±0.15 [Mougel, 2018]) на земных образцах. Это согласуется и с данными по Луне, где систематически положительный зафиксирован рост ε<sup>53</sup>Cr и  $\epsilon^{54}$ Cr=0.22±0.10 (что немного выше по сравнению как со стандартным земным, так и с энстатитовыми хондритами, с  $\epsilon^{54}$ Cr=0.02±0.11) [Trinquier, 2007; Qin, 2010]. Только после коррекции на космоэффекты на Луне,  $\varepsilon^{54}$ Cr, равное 0.09±0.08, отвечает в пределах ошибки земному и энстатитовым хондритам (далее - ЕС) [Mougel, 2018]. Такой вывод подтверждает генезис из общего резервуара протопланетного диска с изотопией, отличной от раннего фракционирования Mn/Cr. Но Sm-космические вариации для широкого круга земных образцов еще не изучались, и может оказаться, что прерадиация  $\varepsilon^{54}$ Cr Луны и Земли способна отвечать композиции ЕС. Это согласовалось бы с моделями, утверждавшими либо аккрецию Земли из вещества, схожего с ЕС, либо из различных типов хондритов. Например, для композиции ранней Земли предлагался начальный резервуар из 70% ЕН-, 21% Н-, 5% СV и 4% СІ-метеоритов [Lodders, 2000]. Также рассматривали общий силикатный земной Сг-контент, записанный в последних 85% материалов аккреции Земли [Dauphas, 2017]. Такой тип смешивания мог бы отвечать среднему значению земного  $\varepsilon^{54}$ Cr=0.10±0.13 [Bonnand, 2016; Mougel, 2018].

### 2.5. ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ ХРОМА

Хром — сидерофильный элемент, особенно, при редукционных кондициях и высоких температурах (1480-2000°С), но, вероятно, менее чувствительный к давлениям. В ядре Земли находится ~60 % земного Cr, хотя мантия им обеднена (~2700 ppm) относительно хондритов (~ 4400 ppm) [Schoenberg, 2016]. Один из сценариев допускал, что в ранней солярной небуле Cr-изотопы разделились на два компонента, содержащие отдельно легкие и тяжелые изотопы [Moynier, 2011]. Более высокая летучесть Mn (50 % конденсации при 1158 К) относительно Cr (1296 K) допускает Мп/Cr фракционирование и потому рост радиогенного <sup>53</sup>Сг в образцах. Тем самым, различие є<sup>53</sup>Сг могло говорить о ранней, зависимой от летучести, убыли хрома в планетах. Отклонение в метеоритах от масс-зависимой линии фракционирования <sup>53</sup>Сг в обе стороны, полученное сегодня, могло бы указывать на дифференциацию хрома, произошелшую ло исчезновения <sup>53</sup>Mn. Вопрос долго дебатировался [Shukolyukov, 1998b], но в результате показали гомогенность начального распределения <sup>53</sup>Мп в Солнечной системе [Trinquier, 2008].

Совсем недавно была выдвинута гипотеза внедрения легкого Cr в ядро Земли при его формации [Moynier, 2011]. Вывод базировался на первых принципах калькуляции Cr-минералов, когда металлическая фракция ядра оказалась бы насыщенной легким <sup>52</sup>Cr относительно силикатов BSE, представляющих мантийный океан магмы в связи с дальнейшей прогрессивной оксидацией. Но дальнейшие исследования изотопного различия между земными металлами и силикатами не нашли [Bonnand, 2016]. Ошибку связывают с тем, что первые принципы при расчетах Сг-изотопов предполагали Сг основным элементом из-за ограниченной мощности компьютеров, однако, в главных мантийных минералах он — трековый [Qin, 2017]. Униформность и стабильность масс-зависимых отношений Сг-изотопов в планетарных силикатных мантиях и в примитивных метеоритах говорит, что металл-силикатное расслоение на Земле, на Марсе и в родительских телах НЕD не вызвало фракционирования Сг-изотопов в протопланетном диске. Поэтому в ранней Земле Сг-компоненты имели гомогенную микстуру [Schoenberg, 2016]. Это согласуется со стабильной масс-зависимой Сг-изотопной композицией хондритов  $\varepsilon^{53}$ Cr от -0.146 до -0.048 (±0.012), идентичной земной BSE [Bonnand, 2016; Schoenberg, 2016; Qin, 2017].

Однако, способные говорить об ограничении вариабельности  $\delta^{53}$ Cr в ранней солярной небуле корреляции между <sup>17</sup>О и Mg/Cr [Moynier, 2011] не подтвердились [Bonnand, 2016]. Это означало, что несмотря малые изменения в высокотемпературных камнях Земли, на магматические процессы в ней могут иметь большой диапазон в  $\delta^{53}$ Cr [Bonnand, 2016]. Так, нашли вариации  $\delta^{53}$ Cr в мантийных ксенолитах относительно стандарта NIST 979 от -1.36 ‰ (для вебстерита) до (для перидотитов) [Qin, 2017]. Эта воспроизводимая +0.75 % вариабельность возможна как из-за частичного плавления в мантии с фракционированием кристаллов, так и из-за фракционирования кинетического (химической диффузии при перколяции плавления) [Oin, 2017]. Для верхней мантии после коррекции эффектов частичного плавления и метасоматоза новая оценка  $\delta^{53}$ Cr=-0.14±0.12 ‰ (предыдущие давали для BSE δ<sup>53</sup>Cr=−0.12±0.10 ‰) [Xia, 2017].

Обычные Cr-изотопные земные резервуары дают положительные значения  $\delta^{53}$ Cr. Этот феномен вместе с насыщением Cr в профилях выветривания объясним редепозитом мобильных тяжелых Crизотопов. При кислородном выветривании <sup>53</sup>Cr вымывается реками в океаны в большей степени, чем  ${}^{52}$ Cr. Расширение  $\delta^{53}$ Cr (с обоими знаками) установили для поверхностной, речной и морской воды, седиментарных камней, выветренных профилей и пирогенных камней [Wang, 2016; Qin, 2017]. Также были показаны экстремально высокое δ<sup>53</sup>Сг в серпентинитах (до δ<sup>53</sup>Сг~1.25 ‰) и положительная корреляция альтерацией [Farkaš, 2013]. Изотопически δ<sup>53</sup>Cr c тяжелые серпентиниты проявили сильное Cr-фракционирование во время дегидрации, сопровождающей субдукцию. Но фракционирования не нашли в субдукционных метаморфных мафических камнях [Shen, 2015]. Возможно, изученные зеленые сланцы, амфиболиты и эклогиты подверглись субдукции при ультравысоких Р-Т кондициях, а затем поднялись при более низких P–T [Wang, 2016]. Одно из объяснений эффектов — отсутствие флюида, без которого Cr менее мобилен [Shen, 2015]. Контраст  $\delta^{53}$ Cr между серпентизированными перидотитами и метаморфными мафическими камнями высвечивает проблему потерь легких изотопов в зонах субдукций. Однако при наличии мощного флюида мантийного плюма (предполагаемого в Босумтви) ситуация способна измениться.

О глубинных флюидах могут говорить алмазы в аллювии рек Ганы. В свою очередь, в районе тектитов Ивори дайки (возле Сегуэла и Хаут-Нзи) отличаются обычными кимберлитами, а геохимические кимберлитовые аномалии найдены на северо-востоке страны (в Бати-Боне) [Bardet, 1973]. Примечательно, что в Сегуэле дайки Тобабуко и Боби алмазоносны и обогащены хромитом [Доусон, 1983, с. 16]. Установлено, что хромит-насыщенная мантия изотопно тяжелее, чем мантия без хромита [Shen, 2015]. Земные пирогенные хромиты имеют утяжеленные Cr-композиции ( $\delta^{53}$ Cr=-0.079±0.129 ‰) по сравнению с BSE [Farkaš, 2013]. Поэтому мантийный хромит также мог внести свой вклад в утяжеление  $\varepsilon^{53}$ Cr=0.3 в тектите IVC-3395 [Koeberl, 2004].

Наконец, не исключено и влияние на повышение  $\varepsilon^{53}$ Сг в тектите IVC-3395 локализации Сг-изотопов внутри мантии. По разным причинам в ней могли образоваться кластеры хондритного вещества (например, после импакта с Тейей). Так, широкий диапазон соотношения Mn/Cr=0.5-4.5 и разные знаки  $\varepsilon^{54}$ Сг в метеоритах с Марса, вероятно, грубо отражают вариабельность в его мантии [Kruijer, 2018]. Тем самым, отклонение Сг-изотопов от гомогенности в пользу хондритовой компоненты из-за процессов в мантии, могло затем проявиться при эрупциях в кратерах, включая Босумтви.

Кроме отмеченных выше космических эффектов и мантийных процессов, бомбардировка железа протонами во время глубинных землетрясений также способна за счет возникновения  $^{53}$ Mn, дающего  $^{53}$ Cr, повышать соотношение  $^{53}$ Cr/ $^{52}$ Cr. Не исключено образование  $^{53}$ Mn и при термоядерных испытаниях.

Поскольку все рассмотренные эффекты в работах по земным кратерам, включая Босумтви, строго не оценивались, утверждать внеземной компонент по Сг-изотопам в них несостоятельно. Хотя для такого заключения по кратеру Босумтви достаточно одной только плохой прецизионности техники плазменного нагрева ICP-OES, применявшейся при исследовании тектита IVC-3395 как до 2000 г., так и позднее.

## Глава 3. Сг-СИСТЕМАТИКА и КРАТЕРЫ КАНАДЫ

В 110 км на востоке от залива Гудзон, в Квебеке, расположены две кратерные озерные структуры Клеватер - Западный (D≥36 км) и Восточный (D~26 км). Вост. Клеватер содержит аномально много PGE в плавленных камнях. Анализ одного из образцов с глубины 278 м показал [Palme, 1979] содержание 67 ppb Ir, 0.13 wt% Ni, 64 ppm Co и 318 ppm Cr. C vчетом соотношений Os/Ir. Pd/Ir. Ni/Ir и Ni/Cr. это могло говорить или об обыкновенном хондрите (одновременное повышение Сг и PGE указывало на него больше, чем на железный метеорит), или о карбонатном CI-хондрите (с концентрацией до 8 wt% в ударном расплаве) [Palme, 1979]. Затем выяснили, что обыкновенному хондриту грубо отвечают только вариации Ru/Ir [Evans, 1993]. После коррекции на содержание PGE в таржете вывод изменился в пользу карбонатного хондрита [Schmidt, 1997]. Однако перепроверка PGE [McDonald, 2002] показала, что только один образец отвечает карбонатному хондриту, а остальные, скорее, обыкновенному Lхондриту (отметим, что для канадских кратеров обычно было достаточного и одного образца, см. [Daly, 2018]). Если так, то ударник можно было отнести к рою L-хондритовых астероидов, отмеченных над Сев. Полушарием ~ 470 млн. лет [Schmieder, 2015].

Оз-изотопные значения ударного расплава в Вост. Клеватаре лежат на смешанной кривой между обыкновенными хондритами и местными камнями. При этом кислый состав расплавов из двух мест говорил против повышенной мантийности (хотя они и близки к мантийным камням [Daly, 2018, Fig. 5]). Но в Вост. Клеватере одно из самых больших для кратеров значений <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os (0.1281-0.1285) [Goderis, 2013], что отвечает или обыкновенным, или энстатитовым хондритам [Day, 2016]. Чтобы такое хондритное содержание  $(5.1\pm1.7 \text{ wt}\%)$ [Goderis, 2013]) осталось в расплаве в кратере, а не испарилось, скорость импактора должна быть малой (< 10 км/сек) [Le Feuvre, 2011]. С другой стороны [Walker, 2002], соотношение Re/Os в ударном расплаве, уступая коровому, слегка превышает значения (0.0876±0.0052) для обыкновенных хондритов [Daly, 2018]. Тем самым, обыкновенный хондрит снова сомнителен. В таком случае, оставался хондрит энстатитовый. Но энстатитовые хондриты, согласно <sup>54</sup>Cr-изотопам, были в одной зоне планетозималей с Землей [Mougel, 2018], а значит, их вещество, возможно, входит в земные ялро/мантию. Сидерофилы, имевшие внеземное превышение. сконцентрированы в малых Ni, Fe-сульфидных гранях [Grieve, 1980]. По содержанию фаз в PGE, это могли бы быть миллерит (NiS) и другие (Ni,Fe)-сульфиды сильно альтерированных фрагментов (Fe,Ni)-

металла [Daly, 2018]. Таких граней нет в CI-хондритах и они крайне редки в других карбонатных хондритах, но типичны для обыкновенных хондритов. Круг противоречий замкнулся.

Повторный анализ одного из образцов на Cr-изотопы [Koeberl, 2007] показал <sup>53</sup>Cr=0.21±0.05 є. Поэтому как карбонатный хондрит, так и энстатитовый ( $^{53}$ Cr =0.17  $\varepsilon$ ), согласно примененной методике ICP-OES, были исключены. Но была получена корреляция для сидерофилов и вывод об ударнике как Н-хондрите. Тем самым, результат не согласовывался с выводами другой работы по PGE [Schmidt, 1997]. Допускали, что противоречие возникло из-за того, что отношения, включающие сидерофилы (Ni/Ir и Cr/Ir), могут давать ложные значения Ni, Cr и Co, т.к. эти элементы фракционируют в другие фазы, не аккумулированные в РGE. Но вероятно, доверять выводам работы по Ст-изотопам нельзя в принципе из-за методики плазменного нагрева ICP-OES, имеющей [Weyer, 2003; Bonnand, 2016] слабую точность и другие недостатки. Но и заключения о внеземных компонентах, основанные на РGE как таковых, также можно оспаривать [El Goresy, 2018; Schmidt, 2018a, 2018b]. Тогда, как быть с причиной образования кратера Вост. Клеватер?

Ответить на вопрос помогает Зап. Клеватер. Его поверхность содержит ударные шаттер-конусы, PDF в кварце и локально маскеленит. Но радиогенное соотношение <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os (6.604-59.12) в нем не отличается от поверхности и не показывает внеземного компонента в расплаве. При типичных условиях для ударника (скорость 17 км/сек и угол входа 45°) внеземной след в кратерах быть обязан [Daly, 2018]. Поэтому варианты причин его отсутствия: ахондрит, гетерогенность таржета и различия в сульфидной минералогии. Поскольку PGE и Оѕ-изотопные отношения для дифференцированных ахондритов (например, эвкритов) неотличимы от земного таржета (допускают, что их родитель претерпел сегрегацию ядра, поэтому там осталось мало PGE), он теоретически мог быть ударником в Зап. Клеватере. Допускали и полное отсутствие следа из-за большого угла входа или высокой скорости кометы (по сравнению с астероидами). Кометы испаряются легко из-за летучих льдов в силикатах (вероятно, с PGE хондритов) [Weissman, 2006]. Но и в таком случае облако оседает и присутствует в расплаве [Schultz, 2015]. Дальнейшее выветривание, как было показано [Lambert, 1982; Tagle, 2006; Goderis, 2013], может только фракционировать, но не убрать полностью след импактора. Поверхность для обоих кратеров близка и не могла внести корректировку (если допустить гетерогенный щит расплава, вероятность не детектировать внеземной компонент в Зап. Клеватере была бы < 0.2%). Но несколько образцов IMR-расплава не показали внеземных компонент. С учетом пределов измерений, компонент хондрита мог составлять менее 0.002 wt% [Daly, 2018].

Ранее оба кратера относили к удару двойного астероида. Однако новое <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг-датирование показало, что Зап. Клеватер возник 286.2±2.6 млн. лет назад в ранней Перми, а для плавленных IMR-камней Вост. Клеватера возраст ~ 460-470 млн. лет (и вероятно, не искажен лишнего расплав). Эти результаты попаланием аргона в подтверждены и (U,Th)/Не методом [Biren, 2016]. Вдобавок, обе структуры отличаются природной остаточной намагниченностью, говорящей о разной геологической истории, что невозможно при едином взрыве в Перми. В итоге, для Вост. Клеватера строгий возраст — Ордовик, и его разделяет с Зап. Клеватером временной интервал ~ 180 млн. лет. При таком подходе близость двух кратеров относят к чистой случайности [Daly, 2018]. Однако, случайность исключена и, скорее, оба кратера — эндогенные, как результат подъема общего щита [German, 2019d]. Этот вывод следует из анализа постулата [Rae, 2017], утверждавшего, что Зап. Клеватер, хоть и моложе, но подвергся большей эрозии, чем Вост. Клеватер, а размеры граней ударных камней в нем уменьшаются в направлении от глубины к поверхности. Последнее и есть свидетельство удара снизу, из недр земных. При этом (Fe,Ni)-металл и повышение сидерофилов в Вост. Клеватере, полтверждают гипотезу образования Земли, утверждающую, что мантия содержит много сидерофилов (растворимых в железе хорошо и перешедших в ядро на заре развития Земли) [Brasser, 2016; Tkalčić, 2018].

### Глава 4. КРАТЕР ЧЕЗАПИК и ТЕКТИТЫ СЕВ. АМЕРИКИ (СА)

В заливе Чезапик, США на континентальном шельфе бухты расположен субмариновый 85-км кольцевой кратер, возрастом 35.5 (±0.6) млн. лет, с центральной депрессией (D=25 км) и пиком (D~10 км) неправильной формы. Кратер углублен до ~ 1.5 км в фундамент гранитов Протерозоя-Палеозоя и сохранил свою первичную структуру за счет толстого слоя карбонатных метаседиментов Мела-Эоцена. Эти элементы Чезапика, как и вся депрессия, покрыты брекчиями, кластами фундамента и ударными камнями кварца, полевого шпата и цирконами с планарной структурой. Там же (также и в образцах Барбадоса, Карибского моря и Мексиканского залива) обнаружили в ассоциации с микротектитами коэсит и его смесь с ударным кварцем (аналогичные находки есть и в австрало-азиатском поле). В слоях Мела, Палеоцена и Эоцена найден галечник со следами тектитов и ударного кварца, деформации в котором отвечали давлению Р>6 ГПа [Horton, 2005]. Общее поле рассеяния СА-тектитов покрывает арену ~ 9×10<sup>6</sup> км<sup>2</sup> и содержит 10<sup>8</sup>–10<sup>9</sup> т тектитов [Koeberl,1989]. Однако сферулы стекла позднего Эоцена из глубоководных морских осадков встречаются на 25 см ниже слоя обычных СА микротектитов [Storzer, 1992].

Считается, что для 3 из 4 полей тектитов прекурсор — седименты. Но бедиазиты не показывают возраст Эоцена самого верхнего слоя седиментов Чезапика (сильное различие, например, по Nd) [Deutsch, 2006]. Концентрации Sm и Nd сильно варьируют в седиментах и дают широкий диапазон возраста (эффекты природной декарбонации или летучести пока не определяются точно). Тем самым, основные и трековые элементы седиментов Чезапика не позволяют однозначно определить специфические седименты или их комбинации как прекурсор СА-тектитов [Deutsch, 2006, р. 693].

В Чезапике давно известен слой с Ir-аномалией. Его геохимия и Sr/Ndизотопия проявили свойства таржета и ударно-плавленной литологии Попигая, возрастом 35.7 (±0.2) млн. лет. Ниже этого слоя нашли еще один с Ir-аномалией. Возможно, эти слои происходят из различных кратеров. Они лежат внутри узкого временного диапазона, не превышающего 20 тыс. лет. Строгих эффектов биодиверсии для этого интервала до сих пор не отмечено (хотя глобальное изменение климата на границе Эоцен/Олигоцен способно к нему относиться) [Deutsch, 2006]. Нижний из слоев связали непосредственно с Чезапиком (тренды  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О согласуются с ударными в континентальном шельфе) [Bodiselitsch, 2004], второй пытаются связать с Попигаем. Данные бедиазитов грубо совпадают с изотопными параметрами седиментов для одной брекчии и одного гранитного образца в параавтохонном дне Чезапика, но они отличаются от изотопных параметров гетерогенного таржета Попигая. Кроме Чезапика, в Эоцене также зафиксировано повышение Ir, <sup>3</sup>Не и рассеяние сферул клинопироксенов (далее — срх) в седиментах Мэссиджнано, Италия. Сферулы стекла, тянущиеся от низких широт почти до Антарктики, схожи с срх-сферулами. Они немного старше и по изотопам отличаются от (микро)тектитов СА. Поэтому решили отнести депозиты к двум импактам. Композиция импактора Чезапика неизвестна. Вместе с тем, сферулы согласуются с депозитами Попигая, который мог глобально рассеять испарённое в кратере вещество. В итоге, эоценовые седименты допускают, но не доказывают, что Чезапик был источником бедиазитов, а Попигай – второго слоя сферул.

Установлено, что содержание Na в бедиазитах выше, чем в седиментах Чезапика. Это может говорить о прекурсоре тектитов, насыщенном содой. Поскольку почти вся арена Чезапика связана с океаном, возможно загрязнение тектитов натрием (а также бором, согласно его изотопам в бедиазитах). Полимиктовый морской валунник, толщиной ~ 60 м, с ударными минералами и стеклом распределен на площади ~ 1500 км<sup>2</sup> и окружает Средне-атлантическую прибрежную равнину и внутренний шельф Чезапика. Его залегание уменьшается снизу вверх, что говорит, скорее, об эндогенном генезисе, а не об импакте. Отмечалось, что полимиктовые ударные брекчии Эоцена в Чезапике по составу и распределению подобны брекчиям кратера Рис [Poag, 1994]. В Вирджинии и Мериленде на плошали ~ 5000 км<sup>2</sup> галечники кварцита и камни имеют внешние поверхности, покрытые твердым красно-коричневым материалом однородной, 5-мм, толщины. Он был определен, скорее, как гетит α-FeO-OH, хотя не исключен и аморфный Fe-гидрооксид гематита [Griscom, 2003]. Показательно, что аналогичные пленки Fe-оксида наблюдались и в трубках дегазации в кратере Рис, который, как было показано выше, является эндогенным.

В свою очередь, по глубинным диноцистам выявили три стадии образования Чезапика: 1) сжатие; 2) подъем; 3) модификация с двумя эпизодами седиментации: а) эоценовым ударным; b) много лет спустя [Edwards, 2003]. На п-ове Дельмарва также определили поднятие кольца переходной впадины Чезапика, осадочный слой (мощностью до 500 м) и связь кратера со сложной цепочкой событий [Catchings, 2008]. Рекурсия процессов подтверждается также наличием на глубине 950-1050 м трех малых пиков с диаметрами D=2.5-3 км. Они возвышаются на 500-600 м над дном внутреннего бассейна кратера [Роаg, 2000] и в сочетании с остальными данными говорят в пользу эндогенной активности Чезапика, а не единичного импакта.

# Глава 5. КРАТЕР ПОПИГАЙ

### 5.1. ГЕОЛОГИЯ и АЛМАЗЫ

Сибирская платформа рассечена древними глубинными разломами, включающими кимберлитовые поля Анабарского щита (300х150 км). На северо-востоке его «срезает» Попигай - многокольцевой кратер, диаметром ~ 100 км, согласно геологии (по космическим снимкам, четкий внутренний диаметр Попигая ~ 80 км). Кристаллический фундамент Попигая состоит из гнейсов и местами интрудированных линз (ультра)мафических камней. Кратер имеет центральную 2.5-км депрессию, окруженную кольцевым валом и внешней зоной террас [Tagle, 2005]. Породивший кратер взрыв, с энергией ~ 10<sup>22</sup> Дж, отвечает глубине ~ 19 км. Слой седиментов оценивают ~ 1.7 км [French, 1998]. Северный сектор кратера - аллогенные брекчии, центральный - коптокластиты, а западный, южный и восточный зювиты и тагамиты. Подъем фундамента есть в зонах зювитов Эоцена, но отсутствует в более молодых перекрывающих лавах тагамитов 1998]. Вероятно, Олигоцена [French, это \_\_\_\_ свилетельство рекурсивной активности в ареале кратера, а не одноразового импакта. Взрывные алмазоносные кольцевые кратеры развиваются длительно и совпадают на поверхности с депрессиями, имеющими центральное поднятие гнейсового фундамента. Такие кальдеры отличаются от кратеров железных метеоритов и не содержат вещества ударника Маракушев, 2011]. В Попигае его также не нашли.

Попигай - самое крупное коренное месторождение ударных алмазов и в породах, и в россыпях. Поле его рассеяния (до 500 км за кратером) превышает, как и твердость самих алмазов, кимберлитовые и уникально для импактных кратеров [Курганьков, 2006]. Алмазы Попигая — микрогранулярные поликристаллы, генезис которых относят к мартенситному твердофазному переходу в гнейсах с высокой скоростью сдвиговых напряжений [Hough, 1995]. Но сдвиги бывают и тектонические.

алмазах одним из центров определили атомарный B азот [Сухаржевский, 1997]. Его источник долго считался загадкой [Доусон, 1983, с. 261], но сейчас установили, что азот в алмазах — из больших глубин [Das, 2017]. Самые глубокие из известных на Земле - голубые алмазы ІІ-типа, богатые бором, связаны с субдукцией и рециклингом погрузившихся в нижнюю мантию (до 2900 км) слэбов с бором из воды океанской литосферы. Здесь происходит рост алмазов и затем их быстрый подъем плюмами [Smith, 2016b]. Древние кратоны, глубиной более 320 км, менее плотные, чем мантия, за счет чего плавают в ней. В их подошве для сохранения плавучести, и согласно сейсмике, предполагают до 2 % алмазов (10<sup>16</sup> т) [Smith, 2016b]. Согласно модели Хаггерти, ксенолиты — остатки плавления пород мантии под кратонами — выносятся щелочными Fe-силикатами кимберлитов с чуждыми им алмазами. Возраст алмазов древнее вмещающих пород, что аналогично возрастному парадоксу тектитов.

Кроме месторождений в пределах кратонов, существуют алмазы альпинотипных карбонатитов и (ультра)мафитов. Метан также

распадается на две формы углерода, одна из которых - алмаз [Benedetti, 1999]. В опытах синтез алмаза из метана происходил при давлении ниже, чем из графита. Недавно вулкано-эруптивный тип кристаллизации алмазов из углеводородных газов открыт в Озерновском месторождении на Камчатке [Силаев, 2015].

Глыбы мегабрекчий Попигая на дистанции до 40 км от кратера породы гнейсов. В нем также нашли Іг-аномалию, кварц с планарными деформациями и шаттер-конусами, коэсит, стишовит, микросферулы шпинели и микротектиты [Вишневский, 2007]. ЭПР-спектры закаленных стекол Попигая показывают малое содержание Fe<sup>3+</sup> [Raikhlin, 1989], что может говорить в пользу их земного глубинного генезиса (как уже отмечалось, клинопироксены и гранаты из алмазоносных эклогитов кимберлитов содержат почти все железо в виде Fe<sup>2+</sup> [Доусон, 1983, с. 203]).

### 5.2. ПОИСКИ УДАРНИКА и ГЛОБАЛЬНЫЕ ДЕПОЗИТЫ

Повышение PGE (а также Cr) в тагамитах Попигая пытаются отнести к примеси обыкновенного хондрита [Tagle, 2005], поскольку CIнормализированные значения PGE относительно гладкие и почти хондритные. Оценки Ir в Попигае не исключали принадлежность ударника, альтернативно, к L- или к H-хондритам [Tagle, 2005, Tabl.1; Куте, 2004]. В случае H-хондрита, он мог бы отвечать за слой с большой Ir-аномалией в Мэссиджнано в Италии.

Аномалию <sup>3</sup>Не при импактах относят к флюксу межпланетной пыли (далее - IDP) [Farley, 1998], поскольку солнечный ветер с высокой концентрацией <sup>3</sup>Не внедряется в частицы IDP, имеющие динамическое время жизни 10<sup>5</sup> лет. В позднем Эоцене и в раннем Ордовике наблюдался всплеск IDP хондритов [Tagle, 2005] или из-за распада большого тела в Главном астероидном поясе на сталкивающиеся фрагменты, или альтернативно, из-за возмущения облака Оорта. Рой хондритов способен отвечать за кратеры Логойск (возрастом 40±5 млн. лет), Мистастин (38±4 млн. лет), Ванапитей (37±2 млн. лет) [Grieve, 1991]. В принципе, этот хондритный материал мог привести к пику <sup>3</sup>Не на Земле [Tagle, 2005]. Сферулы в слое биотурбидного интервала верхнего Эоцена в седиментах Мэссиджнано содержали Niшпинель. Ее оксидация — потенциальный индикатор абляции пылевых частиц при импакте кометы. Однако, согласно методике по Ст-изотопам (к которой отношение критическое, см. выше), в слое срх-сферул Мэссиджнано исключили карбонатовый хондрит и, тем самым, комету [Kyte, 2004]. Ударником определили обыкновенные хондриты. Но для срх-сферул всех изученных секций в Мэссиджнано отношение элемент/Ir больше, чем в хондритах (так, Cr/Ir в 50-100 раз превышает CI-хондритовое) [Tagle, 2005]. Отсюда следует, что ударник не мог быть хондритом.

В седиментах в Мэссиджнано, кроме больших пиков <sup>3</sup>Не и Ir (возможно, в связи с Попигаем), записаны еще две малые Ir-аномалии. Парадокс, что в суммарных 760 кг окружающих седиментов из 17-ти стратоуровней, где более 14-ти относятся к интервалу возраста Попигая и Чезапика, нашли только две «внеземные» L-хондритовые Сг-грани. Низкая концентрация окружающего внеземного Cr говорит против развала большого астероида в Эоцене, а в Ордовике - против развала L-хондритового прекурсора [Boschi, 2017]. Остается развал двух малых H- и L-хондритов, с повышением флюкса внеземного материала в 2-3 раза. Однако состав всех 2310 земных Cr-шпинелевых указывает доминанту региональных граней на офиолитов. Парадоксально, что образец, имевший наивысший внеземной  $\epsilon^{53}$ Cr, содержал наименьший контент Ir, Cr, Ni [Tagle, 2005]. Поэтому повышенные Cr, Fe, Ni, Co, вероятно, земные, а 100-µм грани Fe-, Niи Сг-металлов, скорее, стружка геологической техники [Tagle, 2005]. В свою очередь, аномальные Сг-шпинелевые грани с повышенными Ті и V, найденные в эжектах Попигая, привязанные ко времени взрыва, происходят из сибирских трапповых базальтов кратера [Boschi, 2017].

В униформном расплаве Попигая PGE имеют сильные вариации. Так, в тагамитах они в 3-10 раз больше, чем в гнейсах [Vishnevsky, 1999] (в противовес этому, в кратерах Мороквенг и Вост. Клеватер распределение PGE в расплаве практически гомогенное [McDonald, 2001]; однако, хондритам там не отвечают отношения между Ni, Co и Cr [Schmidt, 2018b]). Утверждается, что в Попигае РGE имеют одинаковый генезис и не фракционировали [Tagle, 2005]. Поэтому источник PGE в нем полемичен. Коровое происхождение PGE исключают, т. к. камни коры в сравнении с Pd обеднены Ir и Ru, и фракционирование не дает гладкий хондритовый паттерн [Вишневский, 2014]. Хотя наклон для Nd- и Sr-изотопов тагамитов остается в пределах гнейсов, состав стекол зювитов (73-77 wt% SiO<sub>2</sub>) выводится из петрохимии гнейсов, отвечая кислому Кне гранитоидному расплаву [Вишневский, 2014]. И, как бы ни старались сторонники импакта, но в Попигае соотношения Ni (98 µг/г), Со (26  $\mu$ г/г), Cr (105  $\mu$ г/г) и Ir (~1 нг/г) не поддерживают хондрит, поскольку для получения хондритовых Cr/Ni и Cr/Co надо в ударном расплаве вычесть ~ 75 % Cr и ~ 90 % Co [Schmidt, 2018b]. Напомним, что концентрация PGE в мантии составляет 0.75-0.85 % от СІ-

хондритовых значений [Barnes, 1985]. Хотя считается маловероятным, что (ультра)мафические камни были причиной PGE в расплаве, с учетом отбора образцов по диаметру 100-км кратера, это не исключено. Для наблюдаемого повышения они должны составлять в расплаве ~ 30 wt% [Kettrup, 2003].

В Попигае нашли санидин [Вишневский, 2007], в Мэссиджнано срх-шпинель и аномальные Сг-грани. Известно, что Сг-шпинель является индикатором кимберлитов, а клинопироксен - эклогитов (санидин в них - акцессорный) [Доусон, 1983, с. 180]. Отсюда, все они, приписываемые импактам, относятся, скорее, к земным глубинам. Псевлотахилиты Анабарского шита всегла приурочены к тектоническим зонам вдоль разломов. Иногда они встречаются на значительном удалении от Главного Анабарского разлома, рассекая неударные породы [Хаин, 1995]. Космические снимки показали ряд глубинных кольцевых структур, окружающих Анабарский щит и не выходящих, кроме Попигая, на поверхность [Marakushev, 1996]. Буквально в 8 км на юго-восток от Попигая находятся взрывные диатремы Анабарского щита [Трухалев, 1983] и, согласно модели поля гравитации Земли [Klokocnik, 2010], в районе диатрем установлены его отрицательные аномалии, связываемые с тектоникой из-за интрузивов отрицательной плотности [Маршинцев, 1974]. Вероятно, это — каналы пирокластики (расплав в Попигае также содержит 1750 км<sup>3</sup> пирогенных камней). Показано, что в Попигае тектоника флюидных растяжений вызвала переход центрального поднятия гранитогнейсов в кольцевой вал [Маракушев, 2011]. Поскольку в кратере найдены алмазы, а также, в связи с извержениями рекурсивных потоков пирокластики, Попигай, вероятно, вулканотектоническая структура, формировавшаяся при выходе флюидов с эрупциями игнимбритов, тефры и туфов [Курганьков, 2006].

Мантийные плюмы с границы ядро-мантия способны выносить PGE, столь озадачившие в Попигае специалистов по импактам, а мантия прошедшей стадию планетозимали, отвечает Земли. составу хондритов. Взрывная дегазация ядра способна создавать в мантии флюиды магмы, внедряющиеся в кору первичными алмазоносными породами, как в Попигае, или вторичными карбонато-силикатными расплавами [Маракушев, 2011], обнаруженные и в Рисе. В кимберлитах кратонов Архея Юж. Африки, Бразилии [McDonald, 1995], Зап. Австралии [Graham, 2001] повышены платиноиды (Os, Ir, Ru) и золото, вероятно, относящиеся к ядру Земли, согласно данным его сейсмотомографии и пластичности этих элементов [Tkalčić, 2018]. Закономерное размещение взрывных кольцевых структур, таких как Босумтви, Попигай и др. или в широтных поясах, или вдоль ортогональных к ним линейных зонах связали со взрывами тяжелых углеводородов [Песков, 1991] с выходом энергии, соизмеримой с импактами [Marakushev, 2000]. Импульсы дегазации могут отвечать и за землетрясения на глубинах ~ 700 км [Schubnel, 2013]. Высокие температуры при электроразрядах глубинных землетрясений объясняют плотные фазы минералов в кратерах [Маракушев, 2011].

Тектоника кимберлитов Русской платформы аналогична Сибирской платформе [Доусон, 1983, с. 29]. Так, Пучеж-Катункский кратер (D=80 км) сходен с Попигаем по строению, времени развития и содержанию брекчий зерен алмаза и лонсдейлита [Маракушев, 2011].

Хотя парадигма импактов связывает <sup>3</sup>Не с солнечным ветром, «горячие точки» мантийных плюмов также отличаются высоким первичным <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не, то есть, <sup>3</sup>Не поступает с границы ядра и мантии [Хаин, 1995] (что объясняет аномалии в Чезапике, в Мэссиджнано и т.д.). Аналогично обстоит и с Іг-аномалиями, присущими мантии. В итоге, импакт в Попигае не поддерживается.

# Глава 6. КРАТЕР ЖАМАНШИН

Кратер Жаманшин (возраст 0.7-1.0 млн. лет), с диаметрами: внешним -13 км и внутренним - 5.8 км, находится в Тургайском проливе Казахстана, в 200 км от Аральского моря. В расплавах Жаманшина найдены: 1) псевдофлюидальные стекловатые бомбы (жаманшиты); 2) композитные кислые сплэш-формы с минеральными включениями; 3) более базовые сплэш-формы (53–56 wt.% SiO<sub>2</sub>); 4) микротектитыиргизиты, размером до 1 мм (~ 69-76 wt% SiO<sub>2</sub>).

Иргизиты в виде фигурных лапилли сплэш-форм («брызг») Жаманшина по возрасту и составу близки к сплэш-формам австралитов. Они, как и автолиты кимберлитов и лапилли «брызг» в Рисе, объяснимы твердеющей магмой, что и создает ободки у стекол.

Как и в других земных, в стеклах в Жаманшине, высокое отношение Ne/Ar [Matsubara, 1991]. По сравнению с австралитами у жаманшитов и иргизитов большая концентрация галогенов и других летучих элементов, а также щелочные металлов, Au, Se и Ni/Co. Но у них следы влияния менее высоких P-T параметров [Koeberl, 1986b]. Внеземного вещества в жаманшитах нет, что отнесли к его полному испарению. Однако они содержат крупные кристаллические включения [Горностаева, 2015, с. 93], которых из-за сверхвысоких температур при импакте быть не должно. Ранее находок конденсатных стекол в импактных кратерах не было, но в плёнке конденсата

иргизита обнаружили [Горностаева, 2018] фрагменты содержащего Ni камасита (самородного α-железа), а также Ni-фосфид (Ni<sub>3</sub>P) и интерметаллид (ZnAl<sub>2</sub>). Их попытались отнести к ядру кометы, состоявшей из двух разных типов метеоритов: Ni-фосфид — к железному (октибегиту), а  $ZnAl_2$  — к каменному (CV3-хондриту) [Горностаева, 2018]. Фактически, это попытка реанимировать гипотезу 60-х годов Довилье и его последователей [Izokh, 1989] о рассеянии тектитов, включая поля австралитов, вдоль траектории взрывавшегося кометного роя. Однако, как уже отмечалось, данная гипотеза отвергается на основании древнего возраста комет и их примитивного состава сравнению по с молодостью и дифференцированным составом тектитов (вероятно, проще было предположить двойной астероид нового состава). В метеоритах найденные фазы никогда не наблюдались совместно [Горностаева, 2018], а изотопия кислорода зачеркивает в качестве ударника как железные метеориты, так и обыкновенные хондриты [Magna, 2017]. Вдобавок, несмотря на то, что исследованный иргизит не считают загрязнененным [Горностаева, 2018]. ZnAl<sub>2</sub> используют при легировании металлов коррозии, поэтому способен от он принадлежать к стружке геологической техники. В свою очередь, Ni<sub>3</sub>P, вероятно, из недр Земли, т.к. недавно его нашли среди разнообразных по составу земных фосфидов в пирометаморфических породах разлома Мертвого моря Левант [Britvin, 2015].

Согласно Сг-изотопии, было получено аномально высокое значение є<sup>54</sup>Cr=1.54 (между CI-хондритами и Тэгиш-Лэйк хондритом без системной группы), что повлекло за собой объявление следа карбонатного хондрита в Жаманшине [Magna, 2017]. В свою очередь, было установлено [Magna, 2017], что  $\Delta^{17}$ О и  $\delta^{18}$ О для иргизитов намного ниже, чем для сплэш-стекол в Жаманшине, а также по сравнению с молдавитами. Эту аномалию мог бы объяснять добавочный кислород ударника. Большинство классов карбонатных исключалось (из-за отличия по сидерофилам), хондритов а экзотические их варианты, хотя и требовали разных типов Crлитологии таржета для иргизитов и сплэш-стекол, но были допустимы [Magna, 2017]. Но комбинации для Cr- и О-изотопов ударника оказались не реалистичными [Magna, 2017], и авторы остановились на привнесении после взрыва кислорода из земной атмосферы (до 35 % в иргизитах и до 10 % - в сплэш-стеклах). Но эффект смешения кислорода редок (например, у молдавитов его нет [Magna, 2017]). Однако, в связи с утверждением различия возраста жаманшитов и иргизитов [Kolesnikov, 1988], можно предполагать эндогенные рекурсии интрузий в кратере, а не единовременный импакт.

В составе рутила из иргизита были отмечены ZrO<sub>2</sub>, бадделеит, циркон, а также цирконолит или подобная ему фаза, что отнесли к импакту [Горностаева, 2015, с. 93]. Но известно, что субсолидусные реакции на границах зерен в кимберлитах приводят к парагенезисам ильменитрутил-циркон, куда входят и цирконолит с бадделеитом [Доусон, 1983, с. 230]. По аналогии с Рисом и древним океаном Тетис, при медленной субдукции и/или перемыве дна Аральского моря, седименты Жаманшина также могли обогатиться найденными в его стеклах тяжелыми цирконом, рутилом и т.д. В целом материал пирокластики Жаманшина — ультраосновной [Koeberl, 1986b]. Геохимическая аномалия с повышением сидерофилов, наблюдаемая как в Жаманшине, так и в 250 км на северо-востоке от него [Izokh, 1989], указывает на обычную дистанцию удаления игнимбритов от кратера. Импакт излишен.

# Глава 7. КРАТЕР ЧИКСУЛУБ

### 7.1. КОЛЬЦЕВЫЕ РАЗЛОМЫ и КАРСТОВЫЕ ВОРОНКИ

Кратер Чиксулуб, возрастом 65 млн лет, находится на п-ове Юкатан, Мексика. Это - перекрытая ударным расплавом депрессия под водой на гранитах в карбонатах Мела, с кольцевым поднятием (высотой более 10 км). Кратеру соответствуют деформированные структуры глубоко (до 30 км) под поверхностью и положительная аномалия силы тяжести на фоне обширного минимума Буге [Gulick, 2013]. Такая гравитация может говорить как о «двойном» импактном кратере, так и об эндогенной рекурсивной активности. Граница Мохо под кратером поднята на 1-2 км. Центральное поднятие трансформировалось, создав прерываемые, дугообразные кольца с крупными блоками. У разных авторов их число варьирует от 3-4 [Snyder, 1999] до 6 [Crocket, 1988], с интервалами между ними, подчиняющимися классической формуле:  $R_n = \sqrt{2}(R_n - 1)$  [Sharpton, 1994]. Кольцевые разломы отмечали на R(км)=52±3, 75±8 и 100±25 или, альтернативно, под кольцевыми зонами деформаций на R(км)=38-42, 55-68, 85-98, 119-135 км [Snyder, 1999]. Также выделены три аномальные зоны магнитного поля расплавленных пород [Pilkington, 1994].

Хотя в Чиксулубе утверждают импакт, а не рекурсивный вулканизм [Smit, 1985] в связи с ударными кварцами, сферулами, шаттерконусами, коэситом и стишовитом по всему миру, в самом кратере их не обнаружили [Osinski, 2018]. Но и на границе К/Т данных маркеров практически мало (так, стишовит нашли возле кратера Ратон-Пасс, но иных ударных следов в окрестностях нет [McHone, 1988]). Из-за найденных планарных деформаций кварца расплав Чиксулуба считался ударным. И в эжектах ожилалось ломинирование магматических пород и метакварцитов фундамента [Sharpton, 1991]. Но скважины показали их полное отсутствие в шлифах и менее 10 % в остатке после выщелачивания. Поэтому Чиксулуб, возможно, не источник этого ударного кварца [Sharpton, 1991]. Еще одна из серьезных проблем — связь Чиксулуба с крупным круговым образованием цепочки молодых карстовых воронок, не способных относиться к древнему импакту [Perry, 1992]. И наконец, депозиты Чиксулуба подверглись воздействию явно более низких температур, чем нормальные импактиты [Osinski, 2018]. Попытка связать это с механизмом MFCI, характерным для вулканизма, из-за схожести с депозитами Онапинг-формации [Osinski, 2018] только подтверждает вулканизм в обеих структурах.

# 7.2. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИМПАКТОР ?

В Чиксулубе нет повышения PGE, хотя оно наблюдается по всему миру в слоях К/Т [Tagle, 2004]. Парадокс пытались списать на 45°-касательный удар метеорита. Однако в нем требовался серьезный мафический компонент для объяснения данных по изотопам Sr и Nd, а также наличия во всех ударных слоях и в зювитах осколков и плавленных мафических камней. О потенциальных протолитовых композициях плавленных частиц говорят отношения элементов (например, слишком низкое Zr/Hf), не позволяющие отнести их к любым из силикатных камней поверхности [Tuchscherer, 2005]. Вероятно, это указывает на мафическую интрузию из недр.

Импакт предполагает экзотические изотопы в седиментах, но на границе К/Т только в Каравака, Испания имеется такой базальный слой. Повышение PGE и сидерофилов, отмеченное в тонком слое глин К/Т, можно относить к следу или железного метеорита, или хондрита. Хотя Os-изотопы в гранях шпинели согласуются с железным метеоритом, W-изотопы в массе седиментов его исключают [Qutte, 2007]. Эти изотопы и Cr в кристаллах Ni-шпинели отвечают хондриту, но не доказывают его. Гипотеза кометы с композицией карбонатного хондрита также «в игре», но не имеет экспериментальной поддержки [Qutte, 2007]. Cr-изотопы седиментов границы К/Т из Стевенс Клинт и Каравака показали близкие к карбонатным хондритам отрицательные значения  $\delta^{53}$ Cr (от -0.33 до -0.40  $\varepsilon$ ), хотя окружающие глины — нормальную Cr-композицию [Lugmair, 1998]. Поэтому повышение Cr

(> 80%) в седиментах К/Т пытаются отнести к следу карбонатного хондрита. Но как указывалось, определение Cr-изотопов метоликой плазменного нагрева ICP-OES не имело нужной прецизионности до 2000 г. [Weyer, 2003; Bonnand, 2011]. Вдобавок, содержание <sup>52</sup>Сг растет в связи с испытаниями ядерного оружия, в которых его родительский изотоп <sup>52</sup>Мп в большом количестве образуется как продукт нейтронной активации. При землетрясениях воздействие нейтронов на Fe приводит к <sup>54</sup>Mn и, соответственно, также к повышению <sup>52</sup>Cr. Вероятно, Сг-вариабельность в ксенолитах (в частности, в Монголии) связана с кинетическим фракционированием (химической диффузией во время перколяции) плавления, с доминантой внедрения в расплав легких изотопов <sup>52</sup>Cr [Qin, 2017]. Хотя считается, что высокие температуры не дают ощутимого фракционирования Сг-изотопов, для лунных образцов экстенсивная магматическая дифференциация способна продуцировать  $\delta^{53}$ Cr композицию ~ 0.1 легче, чем в лунной и земной мантии [Bonnand, 2016]. Также показано, что тяжелые изотопы хрома удаляются при метаморфизме [Halicz, 2008]. Все эти дополнительные факторы не учитывались в работах по определению ударников, в том числе, и в Чиксулубе. Отсюда — возникновение отрицательного  $\delta^{53}$ Cr, как у карбонатных хондритов. Но даже, если принять полученный результат в качестве следа карбонатного хондрита, то и земная мантия ему соответствует [Lodders, 2000; Dauphas, 2017]. Сидерофилы и РGE, найденные повышенными на границе К/Т, могут происходить из ядра Земли, где они осели на заре ее образования, а затем поднялись в мантию [Tkalčić, 2018]. Так, в мантийных ультрабазитовых интрузиях (из очагов магм) наблюдают как повышение сидерофилов, так и концентрированные сплавы Os-Ir и Fe-Pt [Brasser, 2016].

### 7.3. ИМПАКТ или ВУЛКАНИЗМ ?

Особо горячие дискуссии про- и контра импакта в Чиксулубе началась в 80-е годы прошлого столетия. Победили сторонники импакта. Но доводы противников остаются в силе. Кратко они выглядели следующим образом.

1. Ударный кварц, включая зерна с планарными элементами, найден во многих местах и ниже границы К/Т, а все известные секции К/Т имеют литологические прерывания (характерный пример - Стевенс Клинт, Дания) [Officer, 1985].

**2.** Максимумы Ir нашли как ниже границы К/Т, так и выше нее. Такое поведение трудно отнести к одноразовому импакту, как и отношение

Ir/Fe к нескольким импактам (скорее - к мантийным плюмам) [Crocket, 1988].

**3.** Кометы не способны обеспечить уровень «альвареского» повышения Ir по планете [Crocket, 1988]. Хотя Ir в метеоритах в 20 тыс. раз больше, чем в земной коре, известно открытие его крупной аномалии в Плиоцене, прошедшем без очевидных импактов (и без связанного с этим вымирания видов). Мультиплетность фиксируется на временном интервале ~ 500 тыс. лет [Crocket, 1988]. Поэтому вулканический сценарий более приемлем, т.к. на протяжении короткого геологического периода было несколько Ir-пиков.

**4.** Распределение Іг вдали от времени импакта при биотурбации требует не моментальности причины. Вулкано-мантийная модель (биотурбации) со взрывами почти одновременно вулканов по всей планете на границе К/Т [Officer, 1983; 1985] подтверждается микроструктурами в кварцах, показавшими высокие температуры для образцов кальдеры Тоба [Carter, 1986; 1989] и Слэйт о-в [Sage, 1978] (возможно, роль играет длительность удара/стресса, т.к. эксперименты показали натяжение 10 х Е<sup>7</sup>, хотя для импактов важен диапазон, как минимум, на 2 порядка ниже) [Huffman, 1989].

5. На границе К/Т в Гаити и в Мексике нашли микротектиты как остаточные ядра в измененных хлорит-смектитовых сферулах. Они были неоднородные, со шлирами, слабыми следами течения, без кристаллов в матрице и с низким содержанием воды (0.03–0.05 %) [Claeys, 1993]. Модели показали, что только силикатные или карбонатные породы Чиксулуба, или их смеси не могли быть исходными для этих стекол. Их изотопные составы отвечали образованию из смеси расплавленных пород Чиксулуба и морских карбонатов рубежа К/Т [Blum, 1993].

6. Согласно исследованиям [Stinnesbeck, 1993; Leroux, 1995], депозиты (включая стекла) Техаса, Мексики, Гаити, Гватемалы и Бразилии залегают ниже границы К/Т и относятся к слоям последних 170-200 тыс. лет периода Маастрихта, совпадающего с понижением уровня моря на 100 м, завершившегося за несколько десятков тысяч лет до К/Т быстрым подъемом. Вдобавок, мультиплетные бентонитовые/ пепловые слои не только ниже, но и выше рубежа К/Т, указывают на повторяющиеся вулканические инфлюксы. Вывод поддерживают и горизонты биотурбации, говорящие о рекурсивной колонизации седиментов биотой [Keller, 1996].

7. Депозиты Чиксулуба по всей планете сомнительны, поскольку для брекчий в кратере ударное давление оценивается ~ 10-20 ГПа

[Hildebrand, 1991; Gulick, 2013]. Заметим, что максимальная удаленность тектитов от Риса (500 км), как и стекол от Чиксулуба (в Белизе - 480 км [Лисов, 1998]) практически совпадает, но диаметры кратеров несопоставимы. Этот факт объясним или удаленной тектоникой/вулканизмом, или (для стекол) плотным потоком игнимбритов из Чиксулуба, но не ударом метеорита (не оставившим серьезного следа в самом кратере).

# 7.4. ЧИКСУЛУБ и МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ВИДОВ

Четыре самых крупных массовых вымираний видов на Земле случились, соответственно, 370 млн. лет, 251 млн. лет, 201 млн. лет и 65 млн. тому назад и все совпали с излияниями флюидных базальтов. Если первые из них можно было бы связать с триггерированием импактами, то излияние Декканских траппов началось задолго до взрыва в Чиксулубе [Morgan, 2004]. Тогда вымирание затронуло, в основном, фито-, и зоопланктон океанских глубин [Cappetta, 1987], но почти «обошло вниманием» высокие слои океана и поверхность [Tomas, 1990] (хотя динозавры вымерли). Несмотря на потенциальную связь между Чиксулубом и исчезновением видов на границе К/Т, для остальных известных за последние 700 млн. лет вымираний таких корреляций не нашли. Так. после взрыва в Попигае, соразмерном с Чиксулубом, исчезновения биоты не было. Расплав в Чиксулубе это — 3-км пласт известняков из ангидрита (сульфата кальция) и эвапоритов (гипс) [Osinski, 2014]). При взрыве ангидрид разлагается, и после испарения могло выпасть ~ 1.2 кг/км<sup>2</sup> серной кислоты на Землю, что привело к росту кислотности океана (увеличение серы найдено в ударных стеклах Гаити) [Perry, 1992].

В Тунисе, Нидерландах и Юго-Западной Европе возрождение биоты фиксируют выше границы К/Т, но ее вымирание могло начаться раньше взрыва в Чиксулубе, поскольку есть связь между эрупциями больших провинций пирокластики и исчезновениями видов. Эрупции Деккан-базальтов в Индии, с учетом ориентации даек и химии магмы, указывают на верхнюю мантию [Richards, 2015]. Они стартовали за 0.2 млн. лет до границы К/Т [Duncan, 1988]. Показано [Liu, 1992], что тогда же наблюдались пики по сурьме, мышьяку и цинку. Для столь редких элементов, как мышьяк и сурьма, два метеоритных импакта с идентичным составом маловероятны. То, что на границе К/Т, как и на границе Ордовика с Силуром, обнаружили резкое повышение элементов, расходящееся по соотношениям с метеоритным, но соответствующее водной поверхности [Gilmour, 1990], говорит о мантийном вулканизме и в океане, приведшем к вымиранию биоты изза отравления воды, а затем и суши ядовитыми испарениями. Согласно спутниковой съемке, резкие изменения абсолютного движения Тихоокеанского плато совпали с образованием кратеров и рассеяниями тектитов. Эффекты могут коррелировать с двумя модами (нестабильной и нормальной) конвекции мантии [Courtillot, 1999; Nicolaysen, 1999]. Период, равный 0.2 млн. лет, был найден, например, и для слоев тектитов во Вьетнаме [Изох, 1988, с. 206]. Согласно наблюдаемым *игнимбритам*, лучшее объяснение — не импакт, а мантийный расплав, возмущенный сейсмами или СОХ-активностью (когда кора формировалась медленным спредингом, комплексно сохраняя сигнал магматизма) [Вугnes, 2016], и/или из-за взрывов в ядре/мантии Земли (см. далее). Если так, то Чиксулуб - одно из звеньев цепочки, т.е. не импактный кратер, а результат мафических интрузий с протолитовыми композициями.

# Глава 8. ГЕНЕЗИС ЛУНЫ: ТЕКТИТЫ против ТЕЙИ

Совпадение изотопов элементов на Земле и на Луне можно объяснить, если они гомогенизировались в общем протопланетном резервуаре, как утверждает сегодняшняя после чего. парадигма, удар гипотетической протозимали Тейи привел к испарению 1 % мантии Земли образованию прото-Луны с низким И содержанием металлического железа, легколетучих элементов и воды (20-200 pm) [Chao, 1964; Taylor, 2013]. В отличие от предыдущих численных моделей, показывавших доминанту вещества Луны из материала Тейи [Canup, 2012; Herwartz, 2014], недавно предположили, что в момент коллизии с Тейей на Земле существовал океан расплавленной магмы силикатов; и тогда на Луне должен преобладать земной состав, что и наблюдается [Hosono, 2019]. Но у парадигмы столкновения много проблем. Так, ледяные кометы или планетозимали в ранней и сухой Солнечной системе — экзотика (и только вблизи Юпитера). Импакты комет происходят на высоких скоростях, а модели образования Луны их исключают. Это повлекло выдвижение других гипотез.

Модели всегда предполагают дифференциацию ударника и вклинивание его ядра в планету (Землю). Поэтому, согласно консенсусу, доминирует взгляд на тектиты как на результат импактов малых астероидов, затронувших только кору [Taylor, 2013; 2014]. Выше утверждалось, что тектиты — результат частичного плавления в земной мантии, а прохождение плотных потоков игнимбритов по поверхности добавило в тектиты треки седиментов. Поэтому есть смысл рассматривать взрывы и в ядре/мантии Земли с эрупциями, сформировавшими Луну. Поскольку, вероятно, ядро Земли очень

сухое [Badro, 2014], оно также способно быть источником тектитов. Режимы цепных ядерных реакций в ядре Земли вплоть до настоящего времени могут включать деление изотопов по следующим причинам: квазистационарного горения, нейтронных волн (Феоктистова), гетерогенной ядерной детонации, цепной реакции в гравитационной волне и т. д. [Анисичкин, 2003]. Поскольку у Земли есть и жидкое (внешнее) ядро, то после взрыва в нем испарение вещества мантии объясняет химический состав Луны (малость Fe и обогащенность Al, Ca, Ti и т. д.). Такой вариант обеспечивал бы расплав и магмы в про-Земле. В итоге, взрывы в земных недрах, породившие как тектиты (относительно недавно), так и Луну (около 4 млр. лет назад), остаются альтернативой столкновению Земли с гипотетической Тейей.

В этом контексте важны находки земных «метеоритов» на Луне. Одна из них — уникальный фельзитный осколок с цирконом в брекчии, доставленной с Луны миссией «Аполлон-14». Осколок несет следы Р-Т параметров и условий рекурсивной оксидации, не характерных для Луны, но отвечающих земным [Bellucci, 2019]. Ранее также был найден ультрамафический ахондрит NWA 5400 с земной изотопной композицией кислорода. С учетом насыщения радиогенным <sup>129</sup>Хе, он может быть связан с Землей [Irving, 2009].

В каком-то смысле, это — возрождение гипотезы Дж. Дарвина об образовании Луны непосредственно из Земли. Ее отвергли из-за недостатка общего углового момента после взрыва. Но, если в результате взрыва в ядре, оно временно деформируется, то и нынешний высокий угловой момент и наклон земной оси к эклиптике объяснимы (эффект сродни удару извне).

Так, сообщалось [Муравейник, 2008], что сейсмотомография разреза от Северо-Американской платформы до через Тихий океан Корейского п-ова показала зоны субдукции (Заварицкого-Бениоффа) на обоих сторонах океана со слэбами вплоть до ядра Земли. Они могут быть границами суперкратера взрывов [Муравейник, 2008]. Известно, что в рельефе геоида выражено кольцо скоростного холодного вещества нисходящей ветви конвекции нижней мантии вокруг Тихого океана, разделяющее две области медленно восходящего нагретого материала: 1) под Африкой и Атлантикой; 2) под экваториальной частью Тихого океана [Хаин, 1995]. Они соответствуют двум суперплюмам, определенным по аномалиям функции расщепления собственных колебаний Земли (продольных волн при сильных землетрясениях), и поднимаются от внутреннего твердого ядра Земли через ее жидкое ядро и твердую мантию к поверхности [Муравейник, 2008]. С большой вероятностью, оба суперплюма коррелируют с

обнаруженными точно под ними на границе внешнего ядра и нижней мантии двумя «континентами» - т. н. «каплями» (blobs, анг.) или LLSVPs (large low-shear-velocity provinces, анг.) - более, чем 1000-км каскадными областями камней, в районе которых сейсмоволны теряют скорость. Свойства этих LLSVPs-структур остаются проблемой в геологии [Duncombe, 2019]. Возможно, эти «капли» наследие столкновения с Тейей, но скорее, картина отражает результат взрывов в земном ядре, как в древности (что привело к дисимметрии — на одной стороне — Пангея малых размеров, а на другой — большой океан Панталасса) [Хаин, 1995], так и позже. При этом зоны Заварицкого-Бениоффа могут быть каналами дегазации в в разное время (включая, образование Чиксулуба) мантии Теоретически, [Муравейник, 20081. Атлантида или другие континенты, если они существовали, могли подвергнуться субдукции как из-за воздействия мантийных плюмов после взрыва в недрах, так и по другим причинам. Их остатки в результате погружения вплоть до переходного слоя D", в принципе, выглядели бы сегодня как LLSVPs.

Установлена зависимость гравитационных приливов и отливов на Земле от строения ее твердых оболочек в глубине [Yuan, 2013]. Выяснить спектр свойств LLSVPs, кроме сейсмических, пока невозможно технически. Но, поскольку плотность LLSVPs отличается от окружающей мантии, они способны влиять на гравитационные приливы [Lau, 2017]. Планетарные (Африканская и Тихоокеанская LLSVPs расположены антиподально, поэтому, когда в их районе наблюдаются приливы, в ареалах, географически удаленных на 90° от них, фиксируются гравитационные отливы [German, 2009]. Тем самым, LLSVPs — одно из звеньев влияющее через мантийные плюмы и гравитационные приливы на геофизические эффекты в масштабах всей Земли. Этот эффект стал, вероятно, одним из звеньев, вызвавших взрыв на Тунгуске в 1908 г. Район взрыва расположен вблизи недавно открытой под Евразией локальной Пермской LLSVP аномалии [Torsvik, 2017], а его координаты (~ 101 E, ~ 61 N) практически совпадают с таковыми для мобильной (изначальной) Пермской аномалии (~ 100 E, ~ 60 N) в моделях [Flament, 2017].

#### Глава 9. «ГОРЯЧАЯ ТОЧКА» ТАСМАНИИ и ТУНГУСКА-1908

На Тасмании, в противоположном для Тунгуски южном Полушарии, местный метеоролог зафиксировал длившийся с 7 до 30 июня 1908 г. постепенный, день за днем, странный подъем поверхности земли. О своих наблюдениях он сообщил в журнал «Nature» в том же 1908 г. [German, 2007, р. 7; Герман, 2008, с. 9]. Долгое время эти регистрации

оставались мистерией. Но недавно открыли самое протяженное континентальное вулканическое поле Косгроув, длиной 2000 км, протянувшееся с северо-востока Австралии на юг до Тасмании [Davies, 2015]. Оно имеет прерывания и отвечает движению «горячей точки» мантийного плюма, перемещавшейся под относительно тонкой корой. вплоть до встречи с более мошной корой Тасмании (альтернативно, из-за движения Австралийской тектонической плиты через Тасманию на север). Хотя последняя активность этой «горячей точки» оценивается возрастом 9 млн. лет, вероятно, она, вероятно, является «спящей». Так, Тасмания — южная граница тектитовавстралитов. возрастом Косгроува 1 МЛН. лет. Активность подтверждается как везикулярными стеклами кратера Дарвин на западе Тасмании, возрастом 750 тыс. лет (распределенными 10-км полосой с севера на юг и схожими с тектитами Муонг-Нонг), так и «бронтидами» взрывов газа в районе Дарлинг Рэндж [Stoort, 1834; Burton, 1909]. При этом объем стекол, приписываемый кратеру Дарвин, превышает таковой для импактных кратеров значительно больших диаметров [Howard, 2003]. Это, вероятно, говорит об ошибочности отнесения кратера к импактным и свидетельствует в пользу активности «горячей точки» и во времена образования кратера Дарвин, т.е. 750 тыс. лет назад. В пользу этой точки зрения и тектиты, найденные в районе Гладстоуна на северо-востоке Тасмании [Chapman, 1963]. Вдобавок, это указывает на связь данных тектитов с питающимися от вулканических плюмов «горячими точками». Тем самым, плюм Косгроува пытался «прожечь» кору в Тасмании в июне 1908 г., что выразилось в подъеме поверхности [German, 2019с]. Из-за последовательного омоложения (на геологической шкале времени) трапповых и других эрупций утверждался выход "горячей точки" мантийного плюма и на Сибирской платформе [Розен, 2015]. На глубине 2677 км под обоими районами модели показали одинаковую температуру [Flament, 2019, Fig. 1В]. Поэтому резонно предположить, что мантийные плюмы Земли динамически связаны через общий резервуар флюидальной энергии на границе ядро-мантия Земли (это поддерживает гипотезу одновременности взрывов вулканов на границе К/Т). Если так, то согласно закону сохранения энергии, после взрыве палеовулкана на Тунгуске, ее вылеления во полъем прекратился [German, поверхности на Тасмании 2019c] (альтернативно, взрыв на Тунгуске мог привести к смещению Австралийской плиты из-за "эффекта домино" благодаря контактам между тремя тектоническими плитами – Евразийской, Сандаланд и Австралийской [DeMetz, 2010]; и поэтому, к перекрытию "вентиля" выхода горячих газов Косгроув-плюма на поверхность в Тасмании).

Ранее было показано, что взрыв 30 июня 1908 г. на Тунгуске связан с 3-мин. геомагнитными Рс5 пульсациями (ULF, 2-8 миллигерц), зафиксированными в Киле, Германия [German, 2009а-с]. Как подъем поверхности на Тасмании, так и геомагнитные ULF-осцилляции в Киле завершились 30 июня 1908 г. сразу после взрыва на Тунгуске [German, 2010a-d]. Объяснить эффект подъема поверхности на Тасмании пролетавшим три недели подряд над Тасманией метеоритом невозможно (его воздействие не прошло бы незамеченным ни для астрономов, ни для обычных жителей). Поскольку следов метеорита на Тунгуске так и не найдено, а взрыв установлен точно над центром палеовулкана, то Тунгусское событие 1908 г. является эндогенным. С большой долей вероятности оно коррелирует с солнечным затмением 28 июня 1908 г. и аномальным гравитационным отливом в Куликовской на Тунгуске котловине (возможно. из-за т.н. противоречия в движении Луны в начале XX века) [German, 2010a-d, то есть, с гравитацией Солнца Герман. 2012]. И Луны. воздействовавших на слой D" границы ядра и мантии Земли (где расположены и упомянутые LLSVPs). При этом 3-мин. геомагнитные Рс5 пульсации в Киле отвечают [German, 2012] резонансу с р-модой акустических волн (ULF, 5-7 миллигерц) вспышек и глобальных сейсмотрясений на звездах, включая Солнце [Kosovichev, 2010; Hanson, 2015]. Такие акустические волны усиливаются с дистанцией и поэтому создают "акустическое гало". Резонанс с ними возникает благодаря воздействию межпланетного поля Солнца (IMR) на магнитное поле Земли [Thomson, 2008], что приводит к слабым, но регистрируемым пульсациям геомагнитного поля (зафиксированные в Киле). Отсюда, аномальные низкоширотные, как «мягкое» полярное сияние, так и серебристые (NLCs) облака, наблюдавшиеся во время феномена, энергетической Тингисского могли быть вызваны (протонной?) совместно солнечной вспышкой, которая с гравитационным воздействием Солнца и Луны во время затмения привела к взрыву мантийного палеовулкана на Тунгуске [German, 2010b]. Гипотеза о пресолярном происхождении наноалмазов, доставленных солнечным ветром вспышки и обнаруженных на 2012], но требует Тунгуске, также высказывалась [German, дальнейшей разработки. Воздействие солнечно-лунной гравитации и магнитных полей на границу ядро-мантия Земли привело, согласно выдвинутой гипотезе, к активизации мантийных плюмов посредством тепло-химической конвекции и других процессов через LLSVPs [Yuan, 2013; Lau, 2017]. Тем самым, решается проблема Тунгусского феномена [German, 2019с] в пользу взрыва палеовулкана на Тунгуске без привлечения метеоритов.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ ВТОРОЙ ЧАСТИ

Положение дел в сегодняшней метеоритике, на наш взгляд, требует пересмотра основ. Структуры (Вредефорт, Попигай, Чезапик и другие), относимые из-за повышения PGE в их расплавах, к импактным, могут таковыми не являться, поскольку методы определения внеземного вещества в них по содержанию в расплаве PGEs и сидерофилов не надежные. Эти элементы могут быть связаны со взрывами в недрах планеты, где сконцентрировались на заре ее поступили образования. затем в мантию. и при взрывах обнаруживаются в кратерах. Отсюда — высокий уровень, например, иридия в базальном слое Риса, а золота — в Босумтви.

Как было показано, метод определения ударников по соотношению Сг-изотопов не работает из-за не учета всех космических факторов, а ранние работы (до 2000 г.) страдают слабой прецизионностью техники плазменного нагрева ICP-OES. По разным причинам в земной мантии могли образоваться и кластеры хондритного вещества, вызывающие отклонения Сг-изотопов от гомогенности в кратерах. Тем самым, опираться на Сг-изотопию также нельзя.

Хорошим примером ошибочности трактовок результатов по PGEs, Crизотопам и плотным фазам минералов служат кратеры Вост. Клеватер и Зап. Клеватер, расположенные рядом. Один из них признали импактным, второй — нет. Но случайно оказаться по соседству через 180 млн. лет они не могли. Скорее, оба кратера — эндогенные, как результат подъема общего щита.

Мантийные плюмы способствуют подъему флюидов магмы, что подтверждается связью кольцевых структур со щелочным магматизмом в случае ультрамафических, с летучими элементами углеводородов, взрывов. Эти процессы, включающие и тепловое повышение при электроразрядах во время глубинных землетрясений, способны отвечать за плотные фазы минералов в кратерах.

Совместное воздействие на слой ядро-мантия Земли магнитного поля и гравитации Солнца и Луны во время солнечного затмения и, вероятно, солнечной вспышки привели к активации мантийного плюма и взрыву палеовулкана на Тунгуске в 1908 г. Индикатор активизация на Тасмании «горячей точки» мантийного плюма, вероятно, связанного с остальными планетарными плюмами, вплоть до выхода эндогенной энергии в кальдере палеовулкана на Тунгуске.

Общая схема образования тектитов видится следующей. Воздействие высоких температур, возможно, начиная с границы ядро-мантия Земли, объясняет испарение щелочей и восстановление металлов в тектитах. Далее работают механизмы мантийных плюмов с частичным плавлением и выносом магм в виде туфового пепла стеклокластики. Завершать образование тектитов способен поверхностный (рео)игнимбритный плотный поток, устраняющий за счет дегазации потенциальные остатки воды и добавляющий к магматическим (с включениями коэсита, циркона и т.д.) шлирам тектитов следы седиментарные.

Для кратеров с диаметром более 1,5 км, где были определены ударники, обыкновенные хондриты оказались лидерами. За последние 500 млн. лет из этого тренда выпадают только Чиксулуб [Куte, 1998] и, возможно, Жаманшин, где предполагают карбонатные хондриты. Но такая частота обыкновенных хондритов — парадокс, поскольку обыкновенные хондриты не доминируют в астероидном поясе. Вероятно, сегодня мы имеем дело с серьезными ошибками метеоритики при интерпретации данных для земных кратеров.

При радиусе Земли ~6400 км наша цивилизация максимально углубилась в ее недра благодаря Кольской скважине только на ~12 км. Показательно, что совсем недавно на больших глубинах был открыт огромный резервуар воды, превышающий ее присутствие на поверхности Земли. В итоге, только будущее решит давний спор: "астро- или геоблемы?"...

# Приложение 1. СФЕРУЛЫ УРАХА-ШТАЙНХАЙМА?

Сообщалось [Strasser, 2011], что датировка и схожесть геохимии депозитов в кавернах карстов Швабии и магнитных сферул в них может говорить о связи со взрывами в Рисе/Штайнхайме, а сопутствующие внутри седиментов каверн кристаллы Ті-магнетита Миоцена (16-14 млн. лет) - о связи с диатремами Ураха [Krochert, 2009]. Вулканические сферулы известны по всему миру и в среднем содержат Ті~3-5 wt%. В Ті-магнетитовых кристаллах туфов Ураха TiO<sub>2</sub> - до 10 wt% [Strasser, 2011]. В сферулах каверн Швабии Ti~1 wt %. Низкий Ті-контент, казалось бы, аргумент против вулканического генезиса сферул. Но старые, выветрившиеся Швабские Альпы возникли в Меловой период в тропическом климате вместе с повсеместными красными бонерц-глинами. Их покрытия совпадают с поворотом Альп на север и усилением вымывания. Вероятно, большинство сферул после взрыва в Штайнхайме 14.59 млн. лет назад вместе с Ті-магнетитами более старшего поля Урах-Киршхаймер попали в карстовые каверны [Strasser, 2011].

В сферулах каверн Лайерхоле есть и "сваренные" капли силикатного стекла камней [Strasser, 2011], а "сваренность", как отмечалось, характерная черта тектитов-(рео)игнимбритов. Хотя не исключено оседание в кавернах Швабии магнитных сферул из земли Хессен, где был импакт ~ 35 млн. лет назад, их "мыльный" вид говорит о возможной принадлежности к чисто космическому фону [Strasser, 2011].

#### Приложение 2. СТИЛЬ ИГНИМБРИТНОГО ВУЛКАНИЗМА

В краевых зонах субдукций континентов возникает вулканизм с кальдерами (диаметром D>75 км), окруженными потоковыми щитами игнимбритов с удалением депозитов дальше 150 км и бланкетом в 10<sup>5</sup> км<sup>2</sup>. Из-за декомпрессии астеносферы, температур магмы и толщины поверхности возникают подъемы геотермов и переходы от хрупких к вязким составам, от поверхностных к глубинным. При таких переходах растущая магма из зоны расплава и ассимиляции блокируется и расширяется латерально в камеры, триггерируя эрупции и коллапс кальдер [Best, 2016].

Поведение игнимбритов подробно показано на примере туфов кальдеры Бонанца вулканического поля Юж. Каменных гор в США [Lipman, 2015], где они создают щит эрупций, возрастом ~33.12 млн. лет. В отличие от мультициклических кальдер игнимбритов, Бонанца — простая изолированная структура (D~20 км, глубина — более 3.5 км), которую отличают [Lipman, 2015]: 1) варьирование уровней топографии камней базиса, игнимбриты в кальдере, брекчии и лавы после коллапса; 2) игнимбриты андезитов (54%-62% SiO<sub>2</sub>) и риолитов (до 76% SiO<sub>2</sub>); 3) многократное изменение мафических и силикатных зон; 4) контраст секторов игнимбритов (на востоке — риолиты без кристаллов, на западе — дациты с кристаллами); 5) отличие лав после коллапса кальдеры от новых интрузий; 6) короткий интервал цикла (33.12-33.03 млн. лет); 7) исключительно пошаговый подъем на 40°-50° с западного фланга и 70°-80° с северо-востока (пошаговый подъем был характерен и для стратослоев в Рисе). Отсутствие плинианских депозитов ниже слоя ближних игнимбритов в Бонанце это — или проявление ранних потоков пирокластики, или признак резкого отсечения питающего пути магмы во время эрупции из-за коллапса кальдеры только после нескольких выбросов риолитового туфа [Lipman, 2015]. Игнимбриты Бонанцы связаны с круговыми разломами (что характерно и для кратера Рис).

В Бонанце секция игнимбритов, толщиной 2.5 км от дна кальдеры до лав после коллапса, объемно отличается доминантой санидин-
дацитовых туфов, хотя эрупции начинались и завершились риолитами [Lipman, 2015]. Средний возраст санидина в туфах кальдеры (33.05±0.06 млн. лет) моложе игнимбритов (33.12±0.03 млн. лет). Это связано или с погрешностью определения, или с длительностью охлаждения внутри кальдеры, или с поздними изменениями [Lipman, 2015].

B лепозитов силикатов, собственно Бонанце нет лавы или плинианского типа тефры, которые предваряли эрупции игнимбритов. консолидировалась непосредственно Риолитовая магма перед эрупцией игнимбритов, еще до достижения ею поверхности [Lipman, 2015]. Плинианские депозиты редки и в эрупциях возрастом 74-тыс. лет вулкана Тоба, хотя имеются у игнимбритов вулкана Таупо, Нов. Зеландия [Chesner, 2010]. Это ставит вопрос о прекурсоре депозитов тефры, типичных при эрупциях игнимбритов [Lipman, 2015]. При извержении вулкана Св. Елены в 1980 г., когда поток пирокластики был смещен, плинианский столб продолжал расти, и ближайшие депозиты образовались позже. Большие объемы пепла вымываются во время эрупции в игнимбритах, в которых нет подстилающих плинианских депозитов; тонкодисперсный пепел должен выпадать на движущийся поток пирокластики и при этом удаленно [Lipman, 2015]. Вероятно, аналогичные разнообразные варианты реализовались как в кратере Рис, так и в случаях образования тектитов.

### Приложение 3. ФУЛЛЕРЕНЫ и НАНОАЛМАЗЫ

а) Фуллерены как форма углерода (С-60) обнаружены не только в ударных структурах, но и, например, в Богемском массиве в твердых битумах. Причины возникновения фуллеренов не установлены. Они возникали и из-за молний, и могут быть результатом пожаров. В связи с импактами источником допускали: ударник (карбонатные хондриты или кометы); атмосферу Земли; попадание углерода в импактиты при метаморфизме; неизвестные карбонатные камни таржета [French, 1998].

Углерод, как правило, отсутствует в импактных кратерах. Его высокое содержание (более 0.5 wt%) известно только для структур Гарднос, Норвегия и Сэдбури, Канада [French, 1998]. Однако, если кратер — ударный, то его исходная форма — круговая. Гарднос — не круговой (возможно, из-за эрозии), но в нем есть шаттер-конусы, PDF в кварце, зювиты и наноалмазы в них. При этом о фуллеренах, невзирая на повышенный углерод, не сообщалось [French, 1998; Frank, 2005]. Вероятно, наличие «вулканических» брекчий в кратере Гарднос — индикатор его не импактного происхождения. Больше всего

фуллеренов найдено в карбонатной Онапинг-формации в Сэдбури [French, 1998; Frank, 2005]. Но ряд фактов говорит против связи Сэдбури с расплавом в результате импакта [Латыпов, 2012]. Для магматических структур кратеры имеют вид депрессии, где расплав, почти без кластов, занимал существенную долю транзитной каверны [Grieve, 1992]. Эта картина отвечает Сэдбури. В нем термальная энергия и расплав вызвали вторичные гидротермы и депозиты руды, геологическим процессам [Newsom, свойственные 1986]. Космогенность этих сульфидных руд не подтвердилась, но имеется полное их сходство, как и вмещающих пород, с Норильскими рудами платобазальтов [Deitz, 1992]. Эллипс Сэдбури вызван вязким напряжением на юге кратера [Lowman, 1992]. Тем самым, Сэдбури, скорее — тектонически деформированный пирогенный кратер, возникший при экструзии лополитов кровли при ее собственной силикатной дифференциации [Dietz, 1962].

b) В гляциальных льдах Гренландии в слое границы раннего Дриаса (YDB), возрастом 12.9 тыс. лет, выявили повышение наноалмазов [Kurbatov, 2010]. Округленность наноалмазов говорила о механизме, схожем с испарением углерода или о высокой взрывной детонации. Такая морфология наноалмазов не была ранее описана для импакторов и может относиться или к земному ударному материалу, или вообще быть не импактной [Kurbatov, 2010] и не связанной с преимпактным графитом таржета [French, 1998]. Хотя до сих пор для образования наноалмазов отвергали процессы на поверхности Земли или под ней, тип и морфология наноалмазов в Гренландии не сходится ни с метеоритными, ни с пресолярными алмазами [Kurbatov, 2010]. Датировка наноалмазов временем границы Дриаса, как и сам импакт, также вызвали возражения [Boslough, 2013]. Но поскольку в Гренландии нашли кимберлиты, разумно предположить, что наноалмазы — следствие базальтового вулканизма, начавшегося давно в связи с отделением Гренландии от подводного плато Вёринг побережья Норвегии [Хаин, 1995]. Если учесть, что наноалмазы насыщены <sup>3</sup>Не, то их генезис можно относить и к границе ядро-мантия Земли. Добавим, что находки в седиментах на границе К/Т в Испании и в Нов. Зеландии наноалмазов, сходных по морфологии и размерам с гранями в Гренландии [West, 2009], как и всплеск наноалмазов на границе Дриаса, были многими опровергнуты [Daulton, 2010]. Однако, вскрытая [Dalton, 2011] фальсификация данных [West, 2009] одним из ассистентов работ по наноалмазам говорит о неблагополучном состоянии сегодняшней импактной метеоритики в целом.

# КРАТКИЙ СЛОВАРЬ

(используются определения из различных источников ([Доусон, 1983; Хаин, 1995; и др.].

Авлакоген — борозда (от «авлакос», греч.), палеорифт.

*Автохтонные* — породы, залегающие под тектоническим покровом или аллохтоном, не претерпевшие сильных смещений.

*Аллохтонные*, а*ллогенные* — перемещенные породы, надвинутые на автохтон.

Аркоз — песчаник как результат выветривания магматических пород, состоящий из сцементированных зерен кварца, ортоклаза, полевого шпата и слюды.

*Аутигенная брекчия* — возникающая в раздробленном основании кратера и перекрытая ударными образованиями.

Варискан — термин происходит от минерала вариск.

Герцинские горные пояса - от Герцинского леса (сейчас Герциан и Варискан — синонимы, но до 60-х гг. использовали Варискан для направления ЮЗ-СВ древних гор Германии, а Герцинский - для СЗ-ЮВ вектора в направления гор Гарца).

Горсты — пологие поднятия.

Грабены — разновидность рифтов.

Гроспидит (гроссуляр-пироксен-дистен) — особый тип Аl-эклогита.

Зювит — ударно-плавленная туфообразная масса спекшихся обломков стекла и пород как полимиктовая брекчия; термин произошел от тевтонской Швабской ("suevia", латин.) провинции; сначала зювит называли «Трасс» (особый тип цемента).

Коптогенные — ударно-разрушенные (от "копто", греч.).

*Кратоны* — платформы с докембрийским фундаментом, занимающие до 40 % центральной площади материков.

Листрические — ковшеобразные.

*Марид* (слюда-амфибол-рутил-ильменит-диапсид) — ксенолит в кимберлитах.

*Неотетис* — термин возник из-за расщепления реликтового океана Палеотетис на северную часть, которую продолжают называть Палеотетисом, и южную часть - Мезотетис или Неотетис.

Ноктилюцентные NLC — ночные светящиеся (серебристые) облака.

Пиролит — смесь в верхней мантии, согласно модели Рингвуда, ультрамафического перидотита и плавленного базальта в пропорции 3:1.

*Расстеклование* — самопроизвольная кристаллизация стекла, сопровождающаяся его разрушением.

Синеклизы — близкие к плоским впадины фундамента.

Спаллация — процесс раскалывания входящих в минералы ядер элементов на дочерние под воздействием высокоэнергетических частиц (например, космических лучей). Скорость образования новых радионуклидов в породе зависит от геомагнитной широты и абсолютной высоты (чем ближе к полюсу и выше, тем она больше). Установлена обратная зависимость от интенсивности геомагнитного поля, которое в последние 100 тыс. лет изменялось циклически.

Субграувакки — песчаники Палеозоя с зёрнами кварца и обломками основных изверженных пород.

Тагамит — расплавленная, псевдомагматическая ударная брекчия.

Тектиты — от «тектос», греч. - плавленный.

*TEM* — трансмиссионный электронный микроскоп.

*Туф* — консолидированный вулканический пепел.

Планетозималь — малая протопланета, образовавшаяся из пылевых частиц протопланетного диска.

*Псевдотахилит* — в связи с похожестью камней на тахилит - черное базальтовое стекло.

Фенокристаллы (фенокристы) — вкрапленники, крупные кристаллы в мелкозернистых порфировых магматических и других породах (от pháino, греч.).

*Ховардиты-эвкриты-диогениты (метеориты)* — обозначаются как HED.

Шарьяж (от charrier; волочить, франц.) — пологое перемещение пород в виде покрова (аллохтона) на расстояния, достигающие сотен километров.

Шлиры — неоднородности, включения (в стеклах, расплавах и т.д.).

Эклогиты — плотные аналоги базальтов и габбро (в пиролитовой модели Рингвуда верхняя мантия содержит 90% перидотитов и 10% эклогитов).

#### ЛИТЕРАТУРА

Abadian M., 1972, Petrographie, Stoßwellenmetamorphose polymikter kristalliner Breccien, Contr. Min. Petrol., v. 35, 3, 245 Abbott J. et al., 1996, Impact diamonds in glass from Otting Quarry, Ries crater, Meteoritics & Planetary Science, v. 31, A5 Abdul A. et al., 2008. Int. J. Earth Sci., 97, 115-134 Ackerman L, et al., 2017, The behavior of Os and other siderophile elements during impacts, GCA, v, 210, 59-70 Alexopoulos J. et al., 1988, Microscopic lamellar deformation features in quartz. Geology, v. 16, 796-799 Allegre C. et al., 1980a, Isotopic&chemical effects produced in mantle. Phil. Trans. R. Soc., Math. Phys. Sci., v. 297, 447-477 Allegre C., Othman D., 1980b, Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks, Nature, v, 286, 335 Allegre C., Luck J., 1980c, Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. EPSL, v. 48, 1, 148-154 Alwmark C. et al., 2012, A study of shocked quartz in distal Ries ejecta from Switzerland. Lunar Planet. Sci., 43, Abst. 1827 Ames D. et al., 2002. Economic Geology, 97, 1541-1562 Anders D. et al., 2013, Varietaten von Schmelzlithologien in den Impaktiten des Steinheimer Beckens. ZDGG, 164, 3, 491 Antoine L., Reimold W., 1988, Geological indicators for impact - the anomalous case of the Vredefort structure. LPI, 676, 2-3 Artemieva N. et al., 2004, Investigating the Lake Bosumtwi impact structure. Geochem., Geophys., Geosys. Artemieva, N. et. al., 2013, Ries crater and suevite revisited, Part II: Modeling, Meteoritics&Planetary Science, 48, 590-627 Badro J., 2014, Spin Transitions in Mantle Mineral, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 42, 1, 231-248 Bai W. et al., 2000, The PGE and base-metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa. Can. Mineral., 38, 585 Baier J., 2012, The role of water during suevite formation. Jahr. Mitteilungen des Oberrhein. Geolog. Vereins, B. 94, 55-69 Baker D. et al., 2011, The transition from complex crater to peak-ring basin on the Moon, Icarus, 214, 377-393 Ballmer M. et al., 2017, Persistence of strong silica-enriched domains in the Earth's lower mantle. Nature Geosci., v. 10, 236 Bardet M., 1973, Geologie due diamant. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 83, 235 Barlow N., 2005, A review of martian impact crater ejecta structures. Large meteorit. impact. III, GSA, Spec. Paper 384, 431 Barnes S. et al., 1985, Origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chem. Geology, 53, 197 Bellucci et al., 2019, Terrestrial-like zircon in a clast from an Apollo 14 breccia. Earth and Planetary Sci. Lett., v. 510, 173 Benedetti L. et al., Dissociation of CH4 at high pressures and temperatures. Science, v. 286, 5437, 100-102 Bentor J., 1986, A new approach to the problem of tektite genesis. Earth and Planetary Sci. Lett., v. 77, 1, 1-13 Best M, et al., 2016, Slab-rollback ignimbrite flareups in the southern Gr, Basin, Geosphere, v. 12, 4, 1097 Beran A., Koeberl C., 1997, Water in tektites and impact glasses. Meteor. Planet. Sci., 32, 211. Bibron R. et al., 1974, Extra-terrestrial Mn53 in Antarctic ice. Earth and Planet, Sci. Let., v. 21, 2, 109-116 Bindi L, et al., 2012, Evidence for the Extraterrestrial Origin of a Natural Ouasicrystal, Proc. Nat. Acad. Sci., v, 109, 5, 1396 Becker L. et al., 2006, ET Extraterrestrial Cr at the Graphite Peak P/Tr boundary. LPS XXXVI Biren M. et al., 2016, Diachroneity of the Clearwater W. and Clearwater E. impact structures. EPSL, 453, 56-66 Blum J. et al., 1993, Strontium and oxygen isotope study. LPSC, v. 24, P.1, p. 135 Bodiselitsch B. et al., 2004, Delayed climate cooling in the Late Eocene caused by multiple impacts, Italy. EPSL, v. 223, 283 Bonnand P. et al., 2011, Accurate and precise determination of stable Cr isotope. J. Anal. Spec., 26, 528 Bonnand P, et al., 2016, Stable Cr isotopic composition of meteorites and metal-silicate experiments, EPSL, 435, 14-21 Boschi S. et. al., 2017, Late Eocene 3He and Ir anomalies associated with ordinary chondritic spinels. GCA, v. 204, 205-218 Boslough M. et. al., 2013, Arguments and evidence against a YD impact event. Climat., lands., civil., Geoph. Monog, Ser., 13 Böhme M. et al., 2008, Integrated stratigraphy and Ar chronology of the Freshwater Molasse, Int. J. Earth Sci., v. 97, 1, 115 Brachaniec T. et al., 2014, Discovery of the most distal Ries tektites found in Lower Silesia. MPS, v. 49, 1315 Brandt D., Reimold W., 1995, The geology of the Pretoria Saltpan impact structure. S. African J. of Geology, 98, 287-303 Branney M., Kokelaar H., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geo. Soc. London, 27 Brasser R. et al., 2016, Late veneer and late accretion to the terrestrial planets. EPSL, v. 455, 85-93 Brown J. et al., 1954, Explosion pipe in test well on Hicks Dome, Hardin County, Illinois. Economic Geology, 49, 8, 891-902 Brenker F. et al., 2005, Detection of a Ca-rich lithology in the deep (>300 km) convecting mantle. EPSL, v. 236, 579-587 Bringemeier D., 1994, Petrofabric examination of the main suevite of the Otting quarry, Ries. Meteoritics, 29, 417-422 Britvin S. et al., 2015, Earth's phosphides in Levant and insights into the source of Archean phosphorus. Sci., Rep., v. 5, 8355 Bucher W., 1963, Cryptoexplosion structure caused from without or within the Earth? Amer. J. Sci., v. 261, 7, 567-649 Buchner E. et al., 1996, Z. Detsch, Geol, Ges., 147, 2, 169-181

Buchner E. et al., 2007, Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta. Icarus, 191, 360 Buchner E., Schmieder M., 2010, Genetical relationship between ignimbrites and suevites? 73rd Meteoritical Soc. Meeting Buchner E., Schmieder M., 2013a, Das Ries-Steinheim-Ereignis. Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.), 164, 3, 459-470 Buchner E., Schmieder M., 2013b. Der Steinheimer Suevit Schmelzefuhrende Impaktite. Z. Dt. Ges. Geowiss., 164, 3, 471 Buchner, E., Schmieder, M., 2015, The Steinheim Basin impact crater - Where are the ejecta? Icarus, 250, 529-543 Buchner E., Schmieder M., 2016, Discovery of possible meteoritic matter on shatter cones and slickensides, LPI Buchner E., Schmieder M, 2017a, Z. Dt. Ges. Geowiss., 168, 2, 245-262 Buchner, E. et al., 2017b, 80th Met. Soc. Meeting, SantaFe, Abst. #6014 Bulanova G. et al., 2010, Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from kimberlite. Cont. Miner. Petrol., v. 160, 489 Bullock E. et al., 2017, SEM and EPMA Analyses of Metallic Inclusions in Diamonds. Microsc. Microanal., 23 (Sup. 1), 2286 Burton C., 1909, Barisal Guns in Australia, Nature, v. 81, 2074, 127 Büttner R. et al., 2002, J. Geophys. Res.: Solid Earth, 107, B11 Byrnes J., Karlstrom L., 2016, A tale of two swarms, AGU, abstract V34B-06 Canup R., 2012, Forming a Moon with an Earth-like Composition via a Giant Impact, Science, v. 338, 6110, 1052-1055 Cappetta H., 1987, Extinctions et renouvellements fauniques post-jurassiques, Mém. Soc. géol. France, N.S., sér. 150, 113 Carter N. et al., 1986, Geology, v. 14, 380-383 Carter N., Officer C., Drake X., 1989. Workshop on Cryptoexplosions Catastrophes, South Africa, July 1988, Tectonophysics Catchings R. et al., 2008, Anatomy of the Chesapeake Bay impact structure. J. Geophys. Res., B, v. 113, 8, B08413/1-23 Caudill C. et al., 2017, Mineralogical study and hyperspectrial mapping of Ries ejecta deposits. LPS XLVIII. Cid J. et al., 2014, Acid compositions in a veined-lower mantle. Lithos, 196, 42-53 Chalmers R. et al., 1976, Occurence, Distribution, and Age of Australian Tektites, Smith. Inst. Press, Washington, 46 p. Chanell J. et al., 2002, Geomagnetic excursions and paleointensities in the 0.9–2.15 Ma of the Matuvama, JGR, v. 107, 1 Chao E. et al., 1964. Geol. Soc. America (GCA), 28, 971 Chao, E., 1968, Pressure and temperature histories, In: Shock metamorphism of natural materials, Mono Book Corp., 135-158 Chao E., Minkin J., 1977, Impact cratering phenomenon for the Ries structure. Proc. Symp. Planet. Crater. Mech., 405-424 Chapman D., Larson H., 1963, On the Lunar Origin of Tektites. J. Geoph. Res., 68, 4306-355 Chesner C., Luhr J., 2010, A melt inclusion study of the Toba Tuffs, Sumatra. J. Volcanology Geoth. Res., v. 197, 259 Christensen U., 1995, Effects of phase transitions on mantle convection. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 23, 65-87 Claeys P. et al., 1993, K-T boundary impact glasses from the Gulf of Mexico region, 24 LPSC, Part 1, 297-298 Clement C., 1975, The emplacement of some diatreme-facies kimberlites. Phys. Chem. Earth, 9, 51-59 Cloos H., 1941, Bau und Tätigkeit von Tuffschlotten. Geol. Rundschau, v. 32, 709-800 Cooper F. et.al., 2010, (U-Th)/He Dating of the Nördlinger Ries impact structure, Germany. 41st LPSC, 2243 Collerson K. et al., 2000, Rocks from the Mantle Transition Zone. Science, v. 288, 1215 Cordier P., Gratz A., 1995, TEM study of shock metamorphism in quartz from the Sedan nuclear test site. EPSL, v. 129, 163 Cousins C., 1960, The structure of the mafic portion of the Bushveld igneous complex. Geol. Soc. S. Africa Trans., v. 62, 179 Crocket J., Carter N., Huffman A., 1988. Ir. shocked minerals, and trace elements a cross the C/T boundary, LPL, 676, 81-82 Dai X. et al. 2005, Bosumtwi impact structure, Ghana. Meteoritics & Planetary Science, 40, 1493-1511 Daly R., 1968, Igneous rocks and the depths of the earth. 598 p. (Orig. 1933, revis. chapt. of Igneous Rocks Origin, 1914) Daly R. et al., 2018, Contrasting meteoritic signatures within the Clearwater E. and Clearwater W. structures, GCA, 235, 262 Das S. et al., 2017, In situ peridotitic diamond in Indus ophiolite sourced from hydrocarbon fluids. Geology, 45, 8, 755 Dalton R., 2011, Comet theory comes crashing to Earth. http://www.miller-mccune.com/science Daulton T. et al., 2010, No evidence of ND in YD sediments to support an impact event. Proc. Acad. Sci. USA, v. 107, 37 Dauphas N., 2017, The isotopic nature of the Earth's accreting material through time. Nature, 541, 521-524 David E., 1979, Corrected impact mechanical Data for the Ries impact. Meteoritics, v. 14, p. 377 Davies D., 2015, Lithospheric controls on magma composition along Earth's longest continental hotspot. Nature, v. 525, 511 Day J. et al., 2016, Highly siderophile elements in Earth, Mars, the Moon, and asteroids. Rev. Mineral. Geochem., 81, 161 Degenhardt J. et al., 1994, Breccia veins and dikes, Roter Kamm Crater, Namibia. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 293, p. 206 Dehm R., 1962, Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. Mitt. bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., 2, 69-87 Delpit S., et al., 2014, Deep-bedded ultramafic diatremes in the Missouri River Breaks volcanic field. Bull. Volcanol., 76, 832 Deitz R., McHone J., 1992, Noril'sk/Siberian plateau basalts and Bahama hot spot. Conf. Large Meteorite, Sudbury, p. 22

DeMetz et al., 2010, Geologically current plate motions, Geophys, J. Int., v. 181, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x Dence M., 1971, Impact melts, J. Geophys. Res., 76, 5552-5565 Dennis J., 1971, Ries Structure, Southern Germany, A Review. J. Geoph. Res., v. 76, N. 23 Deutsch A., Koeberl C., 2006, Establishing the link between the Chesapeake Bay structure and N. A. tektite. MPS, 41, 689 Dietz R., 1959, Shatter Cones in Cryptoexplosion Structures (Meteorite Impact?), J. of Geology, v, 67, 5, 496-505 Dietz R., 1962, Sudbury structure as an astrobleme. Trans. Amer. Geophys. Union, 43, 4, 445-446 Dietz R., 1963, Cryptoexplosian Structures. AJS, v. 261, 7, 650-664 Dietz R., 1968, Shatter cones in cryptoexplosion structures. In Shock metamorphism of natural minerals, 267-285 Dietz R., 1974, Meteorit impact suggested by orientation of shatter cones at the Kentland disturbance. Science, 105, 42-43 Dressler B. et al., 1969a, Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. Geol. Bavarica, v. 61, 201-228 Dressler B., Graup G., 1969b, Pseudotachylite aus dem Nördlingen Ries. Geol. Bavarica, 60, 170-171 Dressler B., Reimold W., 2001, Terrestrial impact melt rocks and glasses, Earth Sciences Reviews, 56, 205-284 Dressler B., Reimond W., 2004, Order or chaos? Earth Science Rev. v. 67, 1, 1 Druitt T., 1995, Settling behaviour of concentrated dispersions, J. Volc.. Geothermal Res., v. 65, 27-39 Duncombe J., 2019, The unsolved mystery of the Earth blobs. Eos, 100 Duncan R., Pyle D., 1988, Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the C/T boundary. Nature, 333, 6176, 841-843 Durrani S., Khan H., 1971, Ivory Coast microtektites. Nature, v. 232, 320 Edwards L., Powars D., 2003, Impact damage to dinocysts from the Late Eocene Chesapeake Bay event. Palaios, v. 18, 275 Eggler D., Wendlandt R., 1979, Experimental studies on the relationship between kimberlites and partial melting. AGU, 308 El Goresy A., 1964, Die Erzmineralien in den Ries- und Bosumtwi-Kratergläsern. GCA, 28, 1881 El Goresy A., 1968, The opaque minerals in impactite glasses. In: Shock metamorp. of natural materials, 531-554 El Goresv A., Chao E., 1976, Evidence of the impacting body of the Ries crater, EPSL, v. 31, 3, 330 El Goresy A., Chao E., 1977, Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni veinlets. Geolog. Bavarica, 75, 305-322 El Goresv et al., 2001, Science, 293, 1467-1470 El Goresy et al., 2002 A Transparent, very hard, dense and unusually disordered form of carbon in shocked gneisses. LPS El Goresy A. et al., 2010, Akaogiite. Amer. Mineralogist, 95, 892-895 El Goresy A., 2018, Comment on "Extraterrestrial PGE in impactites and misleading Cr/Ni, Ni/Co, Cr/Co", Meet. Met. Soc. Ellis A. et al., 2002, Chromium Isotopes and the Fate of Hexavalent Chromium in the Environment, Science, v. 295, 2060 Erasmus C. et al., 1987, New evidence on the composition of mineral grains of native gold. Nucl. Geophys., v.1, 1, 1-23 Engelhardt W., 1967, Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. Geolog. Rund., v. 57, 1, 165-188 Engelhardt W. et al., 1969a, Petrologische Untersuchungen im Ries. Geologica Bavarica, 61, 229-295. Engelhardt W., Bertsch W., 1969b, Shock induced planar deformation structure in quartz. Contr. Mineral. Petrol., 20, 203 Engelhardt W., Graup G., 1977, Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung. Geolog. Bavari., 75, 255 Engelhardt W., 1982, Hypotheses on the origin of the Ries Basin, Germany. Geolog. Rundschau, B. 71, 2, 475-486 Engelhardt W., Graup G., 1984, Suevite of the Ries crater, Germany, Geol, Rundshau, v. 73, 2, 447 Engelhardt W., Luft E., 1987, Origin of moldavites, Meteoritic, v. 22, p. 371 Engelhardt et. al. 1995, Suevite breccia from the Ries crater. Meteoritics, v. 30, 3, 279-293 Engelhardt W., 1997, Suevite breccia of the Ries impact crater. MPS, v. 32, 545-554 Ernstson K., 1984, A gravity-derived model for the Steinheim impact crater. Geol. Rund., 73, 2, 483-498 Evans N. et al., 1993. Use of platinum-group elements for impactor identification, Geoch. Cosmoch. Acta, 57, 3737-3748 Farago M. et al., 2005, Recent increases in platinum metals. Appl. Earth Sci. (IMM Trans. B), 114, 182-192 Farkaš J. et al., 2013, Cr isotope variations in mantle derived sources and their weathering. Geoch. Cosm. Acta, v. 123, 74-92 Farley K. et al., 1998, Geochemical evidence for a comet shower in the Late Eocene. Science, v. 280, 5367, 1250-1253 Fehn C. et al., 2010, Informationssystem Speichergesteine fur den Standort Deuts.. Land. Geol., Roh., Bergb., Freiburg, 114 p. Flament, N. et al., 2017, Origin and evolution of the deep thermochemical structure beneath Eurasia, Nature Comm., v. 8, DOI: 10.1038/ncomms 14164 Fisher R., Waters A., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes. American Journal of Science online, v. 268, 2, 157-180 Folko L. et al, 2018, Australasian microtektites. Geoch. et Cosm. Acta, v. 222, 550-568 Förstner U., 1967, Petrographische Untersuchungen des Suevit. Contr. Mineral. Petrol., 15, 281-307

Frank O. et al., 2005, The search for fullerenes in rocks from the Ries impact crater. Meteoritics&Planetary Science, 40, 307

Franke W., 2000, The mid-European segment of the Variscides. In: Orogen. Pros., Spec. p., v. 179, London, Geol. Soc., 35 French B., 1989, Absence of shock-metamorphic effects in the Bushveld Complex, South Africa, Tectonophysics, v. 171, 287 French B., 1998, Traces of Catastrophe. LPI Contribution, N. 954, 120 p.

Gajewski D. et al., 1987, A three-dimensional crustal model of southwest, Tectonophysics, v. 142, 1, 49-70

Gall H. et al., 1975, Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Ries, Geol. Rund., 64, 915

Ganapathy R., Larimer J., 1983, Ni-Fe spherules in tektites - Non-meteoritic in origin, EPSL, v. 65, 2, 225-228

Gasparis A. et al., 1975, Geology, v. 3, 605-607

Gellatly D. et al., 1975, The Geology of the Lansdowne, Sheet Area. Geoph. Austr. Gov. Serv., ISBN 0642010749

Gentner M. et al., 1963, Argonbestimmungen an Kaliummineralien. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 27, 191-200

Gentner W., 1971, Cogenesis of the Ries crater and moldavites and the origin of tektites. Meteoritics, v. 6, 274-275

German B., 2007, Die Lösung des Tunguska-1908 Problems. Marburg, Pereverzyev Press, ISBN 978-300-022739-4 (deutsch)

German B., 2009a, Tunguska 1908 Explosion and Global Warming, Proc. ESA Atmosp. Sci. Conf. Barcelona, SP-676, 18-26

German B., 2009b, Geomagnetic Pulsations and the Tunguska-1908 Phenomenon. Proc. ESA Swarm Meet., Potsdam, 34-42

German B., 2009c, Lunar tide had caused Tunguska phenomenon. European Planetary Science Congress, Potsdam, v. 4, 680-1

German B., 2010a, Origin of the Tunguska-1908 Phenomenon. European Planetary Science Congress, Rome, v. 5, p. 430

German B., 2010b, A New Explanation of Airglows of the Tunguska Event. EPSC, Rome, Italy, v. 5, p. 429

German B., 2010c, About Noctilucent Clouds of the Tunguska Phenomenon, EPSC. Rome, Italy, v. 5, p. 428

German B., 2010d, Solar influence on the Tunguska area, Iceland and Alaska, Europ. Planet. Sci. Congress. Rome, v. 5, 896 German B., 2012, Is the Tunguska explosion connected to the Sun? Paneth Kolloquium Nördl., <u>http://www.paneth.eu</u>, #0195

German B., 2019a, The endogenic origin of the Urach-Steinheim-Ries field. Joint EPSC-DPS2019, Geneva, Swiss, abst. 1118

German B., 2019b, The genesis of tektites. Joint Meeting EPSC-DPS 15-20 September 2019 Geneva, Swiss, EPSC-DPS-1096

German B., 2019c, The activation of the Cosgrove hotspot in Tasmania – a key event solving the Tunguska problem. Paneth Kolloquium Nördlingen (Germany), <u>http://www.paneth.eu</u>, abst. 0001

German B., 2019d, Are there still errors in the interpretation of data for earth craters? Paneth Kolloquium, Nördlingen (Germany), abst. #0002, https://www.paneth.eu/PanethKolloquium/2019/0002.pdf

German B., 2019e, Cr isotope systematics and the Bosumtwi crater. <u>https://www.paneth.eu/PanethKolloquium/2019/0066.pdf</u> German B., 2019f, The Martian 'blueberries' and Earth's tektites. Paneth Kolloquium, Nördlingen (Germany), abst. #0067, <u>https://www.paneth.eu/PanethKolloquium/2019/0067.pdf</u>

Gibson R., Reimold U., 2003, Thermal and dynamic consequences of impact, LPI, 1155, 22-23

Gibson H., Spray J., 1998, Shock-induced melting and vaporization of shatter cone surfaces. MPS, v. 33, 329-336

Gilmour I., 1990, Early environmental effects of the terminal C/T impact. Global Catastr., in: Earth Hist., Sp. Paper, 386 Gilmour I. et al., 1995, A carbon isotopic study, LPS, XXVI

Giuli G. et al., 2001, Fe and Al coordination in tektites and impact-glasses by XAS, Meteor. Planet. Sci., 36, A66A67

Giuliani A. et al., 2014, Stable isotope compositions of volatile-rich minerals in kimberlites. Chem. Geology, i. 374-375, 61

Glan A. et al., 1992, A teleseismic and petrological study of the crust and upper mantle Urach. Phys. Earth Pl. Int., v. 69, 176 Glass B., Heezen B., 1967, Tektites and geomagnetic reversals. Nature, v. 232, 5309, 320-323

Glass B. et al., 1986, Further Evidence for the Impact Origin of Tektites. 49th. LPI, Abstr. Contr. 600, p. 66

Glass B., 1990, Tektites and microtektites. Tectonophysics, 171, 393-404

Glass B. et al., 1991, Ivory Coast microtektite strewn field - Description and relation to the Jaramillo event, EPSL, v. 107, 182 Glass B., Wu J., 1992, Impact ejecta associated with the australasian and north american microtektite layers, LPSC, v. 23, 415 Glass B., Pizzuto J., 1994, Geographic variation in Australasian microtektite concentrations. JGR. E, v. 99, 9, 19075-19081 Glass B. et al., 2018, (S)TEM analysis of quartz-coesite relations in impact ejecta from the Australasian field, EPSC, Berlin Goderis S. et al., 2018, (S)TEM analysis of quartz-coesite relations in impact ejecta from the Australasian field, EPSC, Berlin Goderis S. et al., 2013, Projectile identification in terrestrial impact structures. In: Impact Cratering, Wiley, 223–239 Goderis S. et al., 2017, On the nature of the Ni-rich component in splash-form Australasian tektites. GCA, v. 217, 28-50 Golubkova A. et al., 2016, Ultra-reducing conditions in average mantle peridotites, Contr. Mineral Petrol, 171, 41 Gornostaeva T. et al., 2018, Impactor Type and Model of the Origin of the Zhamanshin. Petrology, v. 26, 1, 82–95 Graup G., 1978, Das Kristallin im Nördlinger Ries. Enke Verl., 190 p.

Graup G., 1999, Carbonate silicate immiscibility upon impact melting. Meteor. Planet. Sci., 34, 425-438

Graham S. et al., 2001, Geochemical, Re/Os and Sm/Nd isotope constrains on the kimberlite-carbonatite. Goldschmidt Conf. Grieve, 1980, Siderophile-rich particles in the melt rocks at the Clearwater East, Quebec. Contrib. Mineral. Petrol., 75, 187 Grieve R., 1991, Terrestrial impact. Meteoritics, v. 26, 175-194

Grieve R., Cintala M., 1992, An analysis of differential impact melt-crater scaling. Meteoritics, 27, 526-539

Grieve R., 1995, The Ries. Meteoritics, 30, 241-243

Grieve R., Pilkington M., 1996, The signature of terrestrial impacts. Austral. Geolog. Survey Org. J., v. 16, 399-420

Grieve R. et al., 2010, Meteoritics & Planetary Sci., 45, 5, 759-782

Grimm W., 1990, Schwach feldspatfuhrender Sandstein. Arbeitshefte Bayer. Land. Denkm., Munchen

Griscom D. et al., 2003, Fossil natural glasses composed of ferric oxyhydroxides. Journ. Non-Cryst. Solids, v. 323, 1, 7-26

Groiss J. et al., 2000, Das Ries und sein Vorland. Schweizerbart sci. publ. 271 s.

Gucsik A., 2007. Workshop of impact cratering II

Gulick S. et al., Structure of multi-ring Chicxulub impact crater, p. 85

Iseri D. et al., 1989, Paleomagnetic and rock magnetic examination of the NRM of suevite, Meteoritics, v. 24, 280

Irving A. et al., 2009, LPS XL, abstr. #2332

Izokh E., 1989, Relationship between Austral-Asian tektite strewn-field and Zhamanshin crater. Meteoritics, v. 24, p. 280 Jakes P. et al., 1991, Tektites, experimental equivalents and properties of superheated melts. Abstr. Pap. 22 LPSC, v. 22, 633 Jones W., 1985, Chemical analyses of Bosumtwi crater target rocks compared with the Ivory Coast tektites. GCA, 48, 2569 Junner N., 1937, The geology of the Bosumtwi caldera and surrounding country. Gold Coast Geological Survey Bull., 8, 1–38 Halicz L. et al., 2008, High precision determination of Cr isotope ratios in geological samples. J. Anal. At. Spectr., 23, 1622 Halls H., 1979, The Slate Islands meteorite impact site: a study of Shock Remanent Magnetization. Geophys., J. Int., 59, 553

Hanson C. et al., 2015, Enhanced acoustic emission in relation to the acoustic halo. Solar Phys., v. 290, 8, 2171

Harte B. 2012, Diamonds from Juina, Brazil, track the evolution of Mesozoic subducted slab. 10th IKC. L. Abstr., SD №-189 Harwell M., Wünnemann K., 2018, A new model for the Steinheim impact basin using Isale2D, LPSC, LPI Contrib. 2083

Hegner E. et al., 1995, Pb-Sr-Nd isotopic and trace element of megacrysts and melilitites. Contr. Mineral. Petrol., v. 122, 322 Hegner E., Vennemann T., 1997, Role of fluids in the origin of Tertiary European intraplate volcanism. Geology, v. 25, 1035

Heizmann E., Reiff W. 2002, Der Steinheimer Meteorkrater, München, 160 p

Herwartz et al., 2014, Identification of the giant impactor Theia in lunar rocks. Science, 344, 6188, 1146-1150

Hildebrand A. et al., 1991, Chicxulub crater, Mexico. Geology, v. 19, 9, 867

Hofmann F., 1951, Jb. St. Gallen, Natw. Ges., 74

Horn P. et al., 1983, Siderophile Elements in the Graded Fall-Back Unit from Ries Crater, Meteoritics, v. 18, p. 317

Horn P. et al., 1985, Rb-Sr systematics of rocks related to the Ries Crater, Germany. EPSL, v. 75, 4, 384-392

Horton J., Izett G., 2005, Crystalline-rock ejecta and shocked minerals of the Chesapeake. US Geo. Sur. Prof. Pap., 1688, E1 Hosono N. et al., 2019, Terrestrial magma ocean origin of the Moon, Nature Geoscience, DOI: 10.1038/s41561-019-0354-2 Hough R. et al., 1995, Diamond and silicon carbide in impact melt rock from the Ries impact crater. Nature, 378, 41–44

Housen K., Holsapple K., 2012, Craters without ejecta, Icarus, 219, p. 297

Hörz F. 1965. Untersuchungen an Riesgläsern. Beiträge zur Mineralogie und Petrologie, v. 11, 621-661

Hörz F. et al., 1977, Shallow drilling in the Bunte Breccia impact deposits. In: Impact and explosion cratering, N.Y, 425

Hörz F. et al., 1981, Variability of clast mode and grain size in continuos crater deposits. LPI, 463 H

Hörz F. et al., 1983, Bunte Breccia of the Ries. Geo. Space Phys., 21, 1667

Howard K., Haines P., 2003, Distribution and abundance of Darwin impact glass, 3.Conf. Large Meteor. Impacts, Nördlingen. Hu J. et al., 2018, Modification of the Western Gondwana craton by plume–lithosphere interaction. Nature Geosci., v. 11, 203 Huffman A. et al., 1989, Are Shocked Minerals Unique to Impact?, Abstracts LPSC, v. 20, p. 426

Huffman A., Reimold W., 1996, Experimental constraints on shocked induced microstructures. Tectonophysics, v. 256, 165 Hüsing S. et. al., 2007, Completing the Neogene geological time scale between 8.5 and 12.5 Ma. EPSL, v. 253, 3-4, 340-358 Hüsing S. et. al., 2010, Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma. EPSL, v. 290, 254-269 Hüttner R., Schmidt-Kaler H., 1999, Die Geologische Karte des Rieses, 2. ed., Bayer. Geol. Landes., Geolog. Bavarica, 104, 7 Karp T. et al., 2003, Seismic investigation and numerical modeling of the Lake Bosumtwi crater. LPI Contrib. 1155, p. 42

Kaysing C., 1970, Tektites tracked to Toba. Nature, v. 226, 5247, 781

Kehse U., 2011, Klondike im Fichtelgebirge, bdw-Autorin und Geo-Physikerin

Keller G., Stinnesbeck W., 1996. Geolog. Geophys. Sci., Princeton Uni., 277

Kelly D., Elkins-Tanton L., 2004, Bottle-green microtektites from the S. Tasman Rise. Meteoritics Planetary Sci., 39, 1921 Kenkmann T., 2002, Folding within seconds. Geology, v. 30, 3, 231-234

Kenkmann T., 2014a, Steinbruch von Polsingen (the Ries and Steinheim craters), Field trip guide, Aufsch., 14, Uni Freiburg Kenkmann T. et al., 2014b, Structural geology of impact craters, J. Structural Geology, v. 62, 156-182 Kettrup B. et al., 2003, Homogeneous impact melts produced by a heterogeneous target? Geoch. Cosm. Acta, v. 67, 733-750 Kieffer S., Simonds C., 1980, The role of volatiles and litology in the cratering process. Rev. Geo. Space Phys., 18, 143 Killick A., Reimold W., 1990, Review of the pseudotachylites in and around the Vredefort, S. Afr. J. Geol., v. 93, 350 Kinnaird, 2005, Geochemical evidence for multiphase emplacement in the S. Platr. App. Earth Sci. (IMM Trans. B), 114, 225 Kinnunen K., 1990, Lechatelierite inclusions in indochinites and the origin of tektites. Meteoritics, 25, 181-184 Klokocnik J. et al., 2010, Candidates for multiple impact craters as seen by EGM08, global gravit. model, Solid Earth, v. 2, 69 Koch S. et al., 2012, Geomagnetic field intensity recorded after impact in the Ries meteorite crater. Geoph. J. Int., 189, 383 Koeberl C., Kiesl, 1983, The usage of siderophile elements for determining the class of tektite. Meteoritics, v. 18, 326 Koeberl C. et al., 1986a, Blue glass from Zhamanshin impact crater USSR. 17th LPSC, v. 17, Abstr., 430-431 Koeberl C., Fredriksson K., 1986b, Impact glasses from Zhamanshin crater (U.S.S.R.). EPSL, v.78, 1, 80-88 Koeberl, 1986c, Muong Nong type tektites from the moldavites and north american strewn fields?, LPI Koeberl C. et al., 1988, Moldavite from Austria. Meteoritics, 23, 325 Koeberl C., 1989, New estimates of area and mass for the N. American tektite. LPSC, 1988, Proc. (A89-36486 15-91), 745 Koeberl C., Shirey S., 1993, Detection of a meteoritic component in Ivory Coast tektites. Science, 261, 595-598 Koeberl C. et al., 1994, Re-Os isotope systematics as a diagnostic tool in the study of impact craters. LPI, Contr. 825, 61-63 Koeberl C., Reimold W., 1995. Precambrian Research, 74, 1 Koeberl C. et al., 2001, Comparison of Os and Cr isotopic methods for the detection of meteoritic components. S. Africa, Con. Catastr. Events Koeberl C., 2002, Mineralogical and geochemical aspects of impact craters, Mineralogical Magazine. v. 66, 5, 745-768 Koeberl C. et al., 2004, An ordinary chondrite impactor composition for the Bosumtwi impact structure. LPS, abst. 1256 Koeberl C., Reimold W., 2005, Bosumtwi impact crater, Ghana. Jahrb. Geol. Bundesanst, v. 145, 1, 31-70 Koeberl C. et al., 2007, Chromium isotopic studies of terrestrial impact craters. EPSL, 256, 534-546 Kolesnikov E. et al., 1988, Isotopic K/Ar dating of glasses from Zhamanshin. Proc. 2. Int. Conf. Natur. Glass., Univ., Prague Kopecky L., 1971, Relationship in the Bohemian Massif. Geology Final Report, Praha, 73-96 Kopecky L., Sattran V., 1986, Burried occurrences of pirope-peridotite. Mts. Krystal., 4, Praha, 65-86 Kosovichev A., 2010, Local Helioseismology of Sunspots. ArXiv:1010.4927 Krochert J. et al., 2009, Effusiver melilithitischer Vulkanismus auf der Schwabischen Alb. Zeit. Deuts. Ges. Geow., 160, 315 Kruijer T. et al., 2018, Chromium isotope systematics of Martian meteorites, 49th LPSC, LPI, N, 2083 Kundt W., 2001, The 1908 Tunguska Catastrophe. Science, 81, 399 Kurbatov A. et al., 2010, Discovery of a nanodiamond-rich layer in the Greenland ice sheet. J. of Glaciology, v. 56, N. 199 Kyte F., 1998, A meteorite from the C/T boundary. Nature, v. 396, 6708, 237 Kyte F. et al., 2003, Early Archean spherule beds Cr isotopes confirm origin through multiple impacts, Geology, v. 31, 3, 283 Kyte T. et al., 2004, Initial Cr-isotopic and iridium measurments of concentrates from late Eocene cpx-spherule. LPS XXXV Lambert P., 1982, Anomalies within the system. GSA Spec. Pap., 190, 57-68 Lange J. et al., 2000, Chemical classification of central European tektites. Schr. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden , 11, 88 Lau H. et al., 2017, Tidal tomography constraints earth's deep mantle buoyancy, Nature, v. 551, 321-326 Lecuyer C., Ricard Y., 1999, Long-term fluxes and budget of ferric iron. EPSL, v. 165, 197-211 Lee M. et al., 2004, First Toba supereruption revival. Geology, 32, 1, 61-64 Le Feuvre M., Wieczorek M., 2011, Nonuniform cratering of the Moon and a revised crater chronology, Icarus, 214, 1-20 Lemcke K., 1997, Spuren eines prariesischen Meteoriteneinschlags. Mitt. Bayer. Staat. Palaon. hist. Geol., 37, 135-138 Leroux H. et al., 1994, A TEM investigation of shock metamorphism in quartz from the Vredefort. Tectonophysics, 230, 223 Leroux H., 2005, Weathering features in shocked quartz from the Ries impact crater. MPS, 40, 9/10, 1347 Leya I. et al., 2003, The influence of cosmic-ray production on extinct nuclide systems. GCA, 67, 529-541 LGRB-BW, 2001, Geolog. Karte BW 1:25 000, GK25 Bl. 7228 Neresheim-Ost, Land. Geologie, Rohstoffe Bergbau, Freiburg Lipman P. et al., 2015, An ignimbrite caldera from the bottom up. Geosphere, 11, 6, 1902-1947 Liu Y., Schmitt R., 1992, Absense of Zn, As, and Sb enrichments in 11 worldwide K/T boundary clays, LPSC XXIII, p.787 Lodders K., 2000, An oxygen isotope mixing model for the accretion and composition of planets, Space Sci. Rev., 92, 341 Lorenz V., 1979, Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Alb. Kimberlit., diatr. Diamon., AGU, 354

Losiak A, et al., 2013, 10Be content in suevite breccia from the Bosumtwi impact crater, Meteor, Planet, Sci., 49, 3, 394-411 Lovering J. et al., 1972, Stratigraphic Evidence for the Terrestrial Age of Australites, J. Geolog, Soc. Australia, 18, 409-418 Lowman P., 1992, The Sudbury Structure as a terrestrial mare basin. Reviews of Geophys., v. 39, 3, 227-243 Luck J., Turekian K., 1983, Os187/Os186 in manganese nodules and the Cretaceous-Tertiary boundary, Science, 222, 613 Luczai J., 1998, Argument supporting explosive igneous activity for the origin of cryptoexplosion structures in US, Geology, v. 26, 295-298 Luczai J., 1999, Argument supporting explosive igneous activity for the origin of cryptoexpl, structures, C. Rep. Geology, 279 Lugmair G. et al., 1996. LPSC XXVII, 785-786 Lugmair G., Shukolyukov A., 1998, Early solar system timescales according to 53Mn-53Cr systematics. GCA, 62, 2863 Lvons J. et al., 1993, Planar lamellar substructures in quartz, EPSL, v. 119, 3, 431-440 Lyons J., Officer C., 1994, Reply to comment on: 'Planar lamellar substructures in quartz'. EPSL, 125, 479-481 Ma P. et al., 2004, Beryllium-10 in Australasian tektites. Geoch. Cosm. Acta , v. 68, 19, 3883-3896 Magna T. et al., 2014, Lithium and magnesium isotopes in sediments of the Ries area, 77th Annual Meteoritical Soc. Meeting Magna T. el. al., 2017, Zhamanshin astrobl. provides evidence carbon. chondrite..Nature comm., v. 8, 227 Marakushev A., 1996, Endogenic nature of diamond-generating ring structures, Theor. Appl. Pr. Geol., MGU, China Uni., 75 Marakushev A., 2000, Two genetic types of explosive ring structuress. Geol. Cong., Geol. Surv. Brazil., p. 6444 Martini J., 1991, The nature, distribution and genesis of the coesite and stishovite. EPSL, v. 103, 1-4, 285-300 Mason B., 1971, Handbook of elemental abundances in meteorites. Series in Extraterrestial Chemistry, N.Y. Matsubara K, et al., 1991, Noble gases and K-Ar ages in impact glasses. Geoch. Cosm. Acta, v, 55, 10, 2951-2955 Mattinson, J.M., 2005, Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMs") method. Chemical Geology 220, 47-66 Matthes S. et al., 1977, Petrographische und geochemische Untersuchungen. Geol. Bavar., v. 75, 231 McColl D., Williams G., 1970, Australite Distribution Pattern in Southern Central Australia. Nature, 226, 154-156 McDonald I., 1995, The geochemistry of the PGE in Brazilian and south. African kimberlites. GCA, v. 59, 14, 2883-2903 McDonald I. et al., 2001, Platinum-group elements in the Morokweng impact structure, South Africa. GCA, 65, 299-309 McDonald I., 2002, Clearwater East structure. Meteorit. Planet. Sci., 37, 459-464 McDonald I. et al., 2007, Search for a meteoritic component in drill cores from the Bosumtwi impact structure. MPS, 42, 743 McDonald I. et al., 2008, Oblique impacts and peak ring position, Geophys. Res. Lett., 35, L07203 McHone T., 1988. In: Melosh H., 1988, Impact Cratering, A geologic Process. Oxford Uni Press, 272 p. Meibom A., Clark B., 1999, Evidence for the insignificance of ordinary chondritic material in the asteroid belt, MPS, v. 34, 7 Meisel T., Lange J., 1998, Reply to Comment by W. Engelgardt & J.Arndt on "The chemical variation of moldavite..." Melosh H., Ivanov B., 1999, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 27, 385-415 Melosh H., 1989, Impact cratering, Oxford Uni Press, New York, 245 p. Melosh H., 2000, Can impacts induce volcanic eruptions? LPI, N. 1053, Catastrophic events and mass extinctions, p. 141 Melosh H., 2001, Impact-induced volcanism: A geologic myth, Geological Society of America, Abst., 33(7), N. 28367 Meyer C. et al., 2007, The question of the evolution of the ejecta plume, Bridg. Gap II, Proc., Can. LPI, N. 1360, 73 Meyer C. et al., 2008, Possible mechanisms of suevite deposition in the Ries Crater. In: Proc. LPIC 1423, paper 3066, 2 p. Meyer C. et al., 2010, Transport Mechanisms of the Ries Suevite, Germany. Meteoritics and Planetary Sci. Suppl., id. 5212 Mihályi K. et al., 2009, Facts, theories and further questions around the Ries-Steinheim simultaneous impact event. LPS, 1542 Miller D., Wagner G., 1979, Age and intensity of thermal events by fission track analysis. EPSL, v. 43, 3, 351-358 Miyazaki T. et al., 2016, Evidence for partial melting of eclogite from the Moldanubian. Czech., J. Min. Petrol. Sci., 111, 405 Mizera J, et al., 2012. Geochemical charact, of impact glasses from the Zhamanshin, J, Radioan, Nucl. Chem., 293, 359 Moynier F. et al., 2011, Isotopic evidence of Cr partitioning into Earth's core, Science, 331, 1417-1420 Mohr-Westheide T., Reimond W., 2011, Formation of pseudotachylitic breccias in the central uplifts. MPS, v. 46, 4, 543-555 Moore J., 1967, Base surge in recent volcanic eruptions. Bull. Volcan., 30, 337 Morgan J. et al., 1979, Ries impact crater, southern Germany. Geoch. Cosm. Acta, 43, 803-815 Morgan, J. et al. 2004, Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals', EPSL, v. 217, 263 Morlok A. et al., 2014, Mid-Infrared Studies of Impact Rocks. EPSC, 9, 434 Mougel B. et al., 2018, Chromium isotopic homogeneity between the Moon, the Earth, and enstatite chondrites. EPSL, 481, 1 Muttik N. et al., 2008, Post-impact alteration of surficial suevites in Ries crater, Germany. MPS, 43, 11, 1827-1840

Newsom H. et al., 1986, Fluidization and hydrothermal alteration of the suevite deposits. J. Geo. Res., Solid Earth Pl., 91, 239

Newsom H. et al., 1990, The formation of the Ries crater. In: Global catastroph, in Earth history, Sp. Pap, 247, GSA, 195-206 Nicolaysen L., 1989, The Vredefort structure, Tectonophys., v. 171, 1-4, 1-6 Nicolaysen L., Ferguson J., 1990, Cryptoexplosion structures, shock deformation and siderophile. Tectonophys., 171, 303-335 Officer C., Drake, C., 1983, Science, v. 219, 1383-1390 Officier C., Drake C., 1985, Science, v. 227, 1164 Officier C., Carter N., 1991, A review of the structure, petrology, and dynamic deformations. Earth Sci. Rev., v. 30, 1-2, 1-49 Offield, T., Pohn H., 1979, Geology of the Decaturville impact structure. U.S. Geolog. Survey Profess. Paper 1042, 48 p. O'Keefe J., Shute B., 1963, Origin of Tektites, Science, v. 139, 3561, 1288 O'Keefe J., 1966, The origin of tektites, Space Science Rev., v. 6, 174-22 O'Keefe J., 1988, Lechatelierite in moldavites. LPSC, p. 881 O'Keefe J., 1994, Reply. Meteoritics, 29, 743-744 Osinski G. et al., 2004, The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure. MPS, 39, 1655-1683 Osinski G, et al., 2011, Impact ejecta emplacement on terrestrial planets, EPSL, 310, 167-181 Osinski G., 2014, The fate of carbonates during the formation of the Ries impact structure, Germany. 45th LPSC Osinski G. et al., 2016, The "suevite" conundrum, Part 1: The Ries suevite and Sudbury Onaping Formation compared. MPS. Osinski G. et el., 2018, Evidence for the explosive interaction of impact melt and seawater, AGU Meeting, #PP53B-05 Oxburg E., Turcotte D. 1974, Membrane tectonics and East African Rift. Planet. Sci. Lett., 22, 133-140 Palme H. et al., 1978, Meteorite material at five large impact craters. Geoch. Cosm. Acta, 42, 313-323 Palme H. et al., 1979, The distribution of volatile and siderophile elements in the impact melt of East Clearwater. LPSC, 2465 Pan Z. et al., 2009, Harder than diamond, Phys. Rev. Lett., 102 Panero W. et al., 2003, Transport of water into the lower mantle. J. Geophys. Res. (Solid Earth), v. 108, B1, ECV 10-1 Pearson D. et al., 2014, Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. Nature, 507, 221 Pernicka E. et al., 1987, Chemical record of the projectile in the graded fallback sediment. unit from the Ries. EPSL, 86, 113 Perry E. et al., 1992, The Chicxulub structure, LPSC, v. 23, P. 2, 1057 Pierazzo E., Melosh H., 1999, Hydrocode modeling of Chicxulub as an oblique impact. EPSL, 165, 163-176 Pilkington M., Grieve R., 1992, The geophysical signature of terrestrial impact craters. Rev. Geophys., 30, 2, 161-181 Pilkington M. et al., 1994, Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, JGR. E, v. 99, 147-167 Poag C. et al., 1994, Meteoroid mayhem in Ole Virginny. Geology, v. 22, 691-694 Poag C., Foster D., 2000, Chesapeake Bay impact crater, LPS, v. 31, 1358/1 Pohl J., 1965, Die Magnetisierung der Suevite des Rieses. Neues Jahrbuch der Mineralogie, Mitteilungshefte, 9-11, 268-276 Pohl J., 1974, Magnetizierung der Bohrkerne in der Forschungbohrung Nördlingen 1973. Geolog. Bavarica, 72, 65-74 Pohl J. et al., 1977, The Ries impact crater. In: Impact and explosion cratering, Pergamon Press N. Y., 343-404 Pohl J., 1978, Evidence for the coincedence of a geomagnetic reversal with the Ries impact event. Meteoritics, v. 13, p. 600 Pohl, J., Gleiss, E., 1998, Investigations of the Ries crater ejecta using a digital geological map, DEM and GIS. XXX LPS Prasad M. et al., 2003, Two layers of Australasian impact ejecta in the Indian Ocean? Meteoritics and Planet. Sci., 38, 1373 Oin et al., 2010, Contributors to chromium isotope variation of meteorites, Geochim, Cosmochim, Acta 74, 1122-1145 Qin L., Wang X., 2017, Chromium Isotope Geochemistry. Mineralogy & Geochemistry, v. 82, 379-414 Qutte G. et al., 2007, Osmium, tungsten, and chromium isotopes in sediments and in Ni-rich spinel at the K/T. MPS. 42, 1567 Rabbel W. et al., 1998, Shear wave anisotropy of laminated lower crust beneath Urach, Tectonophysics, v. 298, 4, 337-356 Rae A. et al., 2017, Complex crater formation. MPS, 52, 1330 Raikhlin A. et al., 1989, Fe3+ in impact glasses and tektites. LPSC, v. 18, 810 Rampino M., 1994, Tillites, diamictites, and ballistic ejects of large impacts. J. Geol., 102, 439-456 Ramsay J., 1988, An empirical model for the Australasian tektite field. Austral. J. Earth Sci., v. 35, 4, 483-490 Reich X., Horrix W., 1955, Geophys. Untersuch. im Ries und Vorries. Geol. Landes. Geol. Jahrb., N. 19, Hannover, 119 p. Reiff W., 2004, Geolog. Karte von BW 1:25000, 7326 Heidenheim, mit Erlauterungen. Land. Geol., Rohst. Berg. BW, 223 p. Reimold W., Horz F., 1986, Textures of experimentally shocked witwatersrand quartzite. LPS, v. 17, Pt. 2, 703-704 Reimold W. et al., 1988, Microdeformation in Vredefort rocks - evidence for shock metamorphism? LPI, N. 676, 152-153 Reimold W., 1992, The Vredefort dome. Int. Conf. Large Meteorite Impacts and Planet. Evol., p. 59 Reimold W. et al., 1998a, Detailed structural analysis of the rim of a large, complex impact crater. Geology, 26, 543-546 Reimold W., 1998b, Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. Earth-Sci. Rev., v. 43, 1-2, 25-47

Reimold W. et al., 2013, Geochemical studies of the SUBO 18 (Enkingen) drill core from the Ries. MPS, 48, 9, 1531 Reimold W., Koeberl C., 2014, Impact structures in Africa. Afr. Earth Sci. 93, 57–175

Rein U., 1961, Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocän in Deutschland. Meyniana, 10, 160 Richards M. et al., 2015, Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. The Geolog. Soc. Amer. Bullet. Rittman A., 1962, Volcanoes and Their Activity. Wiley, ISBN 9780471724506

Rocholl A. et al., 2011, A precise and accurate "astronomical" age of the Ries impact crater. EGU2011-13322-7

Rocholl A. et. al., 2018, The age of volcanic tuffs from the Upper Freshwater Molasse. Int. J. Earth Sci., v. 107, 387-407 Roddy D. et. al., 1977, Impact and explosion cratering. Pergamon, 185-246

Rodovska Z. et al., 2017, Implications for behavior of volatile elements during impacts, MPS, v. 52, 10, 2178-2192

Rondot J., 1989, Pseudotachylite and mylolisthenite. MMS, p. 209

Ross C., Smith R., 1961, Ash-flow tuffs. Prof. Paper 366, U.S. Washington

Rögl F. et al., 2006, The Styrian tectonic phase – a series of events at the early/middle Miocene. Geoph. Res. Abstr., 8, 10733 Rustad J., Yin Q., 2009, Iron isotope fractionation in the Earth's lower mantle. Nature Geosci., 2, 514-518

Safonov O. et al., 2018, Composition and source of fluids in high-temperature graphite-bearing granitoids. Gondw. Res., v. 60 Sage R., 1978, Diatremes and shock features in Precambrian rocks of the Slate Islands. GSA Bull., v. 89, 10, 1529-1540 Salge T., 2006. PhD. Thesis

Sapers H. et al., 2010, Enigmatic tubular textures hosted in impact glasses from the Ries. Astrobiol. Conf., LPI., 1538, p. 5373 Sauer A., 1901, Petrographische Studien an Lavabomben aus dem Ries. Jahr. Ver. f. Vaterländ. Naturk. Würt., 57, LXXXVIII Schaefer T. et al., 2006. EPSL, v. 251, 334

Scheunpflug L., 1973, Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte u. Gegenw. Öhringen. 23, 154 Schmidt, G., Pernicka E., 1991, The determination of PGE in target rocks and fall-back material. Meteoritics, v. 26, 392

Schmidt G., Pernicka E., 1994, The determination of PGE in target rocks and fallback material of the Ries. GCA, 58, 5083 Schmidt G., 1997, Clues to the nature of the impacting bodies from PGE in samples. MPS, 32, 761

Schmidt G. et al., 2017, Meteoritic matter from impactors? http://www.paneth.eu/PanethKolloquium/2017/0070.pdf Schmidt G., Pernicka E., 2018a, Fractionated Os/Ir ratios in ophiolitic serpentinites, Goldschmidt Conf.

Schmidt G., 2018b, Misleading projectile determination by Cr/Ni and Ni/Co ratios of Austr. Microtekt.. EPSC2018-102-9

Schmieder M. et al., 2009a, Considerations on the age of the Urach volcanic field. Z. dt. Ges. Geowiss., 160, 325

Schmieder M., Buchner E., 2009b, Fe-Ni-Co sulfides from the Steinheim Basin, SW Germany. MPS, Suppl., p. 5073 Schmieder M., Buchner E. 2010A, How 'dry' was the Ries-Steinheim impact event? Nördlingen Ries crater Workshop Schmieder M. et al., 2010b, New investigations into the Steinheim impact structure, Paneth Colloq., P. I., absr. 54 Schmieder M. et al., 2015, New 40Ar/39Ar dating of the Clearwater Lake impact structures, Gech. Cos. Acta, 148, 304

Schminder M. et al., 2015, New 40AD/39AF dating of the Creatwater Lake impact structures, Geon. Cos. Acta, 146, . Schminke H.-U., 2005, Volcanism. Springer, 324 p.

Schmitt D., Ahrens T., 1989, Shock temperatures in silica glass, J. Geophys. Res., v. 94, 5851-5871

Schnetzler C. et al., 1969, Rb-Sr correlation study of moldavites and Ries crater material, GCA, v. 33, 9, 1015-1021

Schnetzler C. et al., 1999, Recent developments in the search for the site of the 780.000-year-old Asia impact. MPS, 34, 102

Schubnel A. et al. (2013) Recorded at High Pressure and Temperature, Science, v. 341, 1377

Schultz P., 1976, Floor-fractured lunar craters. Moon, 15, 241-273

Schultz P., Eberhardy C., 2015, Spectral probing of impact-generated vapor in laboratory experiments. Icarus, 248, 448–462 Schutte F., 1967, Xenoliete en xenotriste in limberliz van Barkly-Wes. Unpubl. M. Sci. Thesis, Uni. of Potchefstroom

Schwarz, W., Lippolt, H., 2013, 40Ar-39Ar step heating of Ries impact melts. Paneth K, http://www.paneth.eu/abstract#0039 See T. et al., 1996, Small-Scale Compositional Heterogeneity of Impact Melts. LPS, v. 27, p. 1169

Selmeczi L. et al., 2012, Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences. Geol. Carpatica, 63, 3, 219-232 Seymour R., 2001, Platinum-group metals. Kirk Othmer Encyclopedia of Chemical Technology, Wiley

Sharpton V. et al., 1991, Is the Chicxulub structure in Yucatan a 200C diameter impact crater at the K/T? LPS, 22, 1223-1224

Sharpton B. et al., 1994, Chicxulub impact basin. Planet. Sci., v. 24, LPSC, 1993, Pt 3., 1283-1284

Shand S., 1916, The Pseudotach. Parijs (Orange Free State). Quart. J. Geol. Soc. 72, 1-4, 198-221

Chen J. et al., 2015, Cr isotope signature during continental crust subduction. Geoch. Geophys. Geosystem, 16, 3840–3854 Shirai N. et al., 2017, Platinum group elements in tektites. LPS XLVIII

Shoemaker E., Chao E., 1961. J. Geophys. Res., v. 66, 3371-3378

Shukolyukov A., Lugmair G., 1998a, Isotopic evidence for the C-T impactor and its Type. Science, v. 282, 927

Shukolvukov A., Lugmair G., 1998b, The 53Mn-53Cr isotope in the Indarch EH4 chondrite, LPS Shukolvukov A. et al., 2000a. In: Impacts and the Early Earth. Springer, 99 Shukolyukov A., Lugmair G., 2000b, Extraterrestrial matter on Earth. Catastrophic Events Conf., LPI Contr., 1053, 197 Shukolyukov A., Lugmair G., 2000c, The 53Mn-53Cr isotope systematics of the enstattite achondrites. LPS XXXI Shukolyukov A., Lugmair G., 2001a, Cr-isotopic anomalies in the carbonaceous chondrites. Meteor, Soc. Meeting Shukolyukov A., Lugmair G., 2001b, Mn-Cr isotope systematics in bulk samples of the chondrites. Meteorit. Soc. Meeting Shukolyukov A. et al., 2002, Chromium in late archean soherule laxers from Hamesley Basin. LPS XXXIII Shukolyukov A. et al., 2003, Mn-Cr isotope systematics of Ivuna, Kainsaz and other carbonaceous chondrites. LPS XXXIV Shukolyukov A., Lugmair G., 2004, Mn-Cr isotope systematics of enstatite meteorites. GCA, v. 68, 13, 2875-2888 Shukolykov A., Lugmair G., 2006, The Mn-Cr isotope systematics in the urelites Kenna and Lew 85440. LPS XXXVII Shukolykov A., Lugmair G., 2007, The Mn-Cr isotope systematics of bulk angrites. LPS XXXVIII Siebel W. et al., 1997, Early Palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian Belt, SE Germany. J. Petrol, v. 37, 203-230 Siebel W. et al., 2009 Nature Geoscience, v. 2, 886-890 Siebenschock M. et al., 1998a, Suevite from Hohenaltheim, XXIX LPS Siebenschock M. et al., 1998b, Investigation of diamond bearing gneis clast in the suevite from Seelbronn. XXIX LPS Siegert S., Hecht L., 2016, Geochemical studies on suevite from Ries crater. Annual Meeting of the Meteoritical Society Siegert S. et al., 2017, Density current origin of a melt-bearing impact ejecta blanket, Geology, 45, 9, 855-858 Silva S. et al., 1990, Explosive volcanism and associated pressures. Global catast. Earth his., Geol. Soc. Am., Sp. P. 247, 139 Simakov S., 2010, Metastable nanosized diamond formation from C-H-O fluid system, J. Mater. Res., v. 25, 2336-2340 Simon R., 1962, The Moravian moldavites and their bearing on the tektite problem. Bull. Astr. Cz, v. 14, 1, 24-25 Soest van, M. et al., 2010, Can single crystal zircon ages from Ries suevite be linked to impact shock effects? AGU P44B-08 Sori M., Bramson A., 2019, Water on Mars, with a grain of salt. Geophys. Res. Lett. (in press) Smith D., 1984, Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. Nature, 310, 641-644 Smyth J., 1977, Ouartz pseudomorphs after coesite, Am, Mineral, 62, 828 Smit J. et. al., 1985, C/T Extinctions: Alternative Models. Science, 230, 1292 Smith E. et al., 2016a. Science, 354, p.1403 Smith E. et al., 2016b, Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle. Nature, v. 560, 84-87 Snyder D., Hobbs R., 1999, Ringed structural zones with deep roots formed by the Chicxulub impact. JGR. B, 104, 5, 10743 Sobolev N. et al., 2002, First report of majoritic garnet diamond inclusions from Yakutian kimberlites. AGU, F1403 Schoenberg R., 2016, The stable Cr isotopic compositions of chondrites and silicate planetary reservoirs. GCA, v. 183, 4-30 Sparks R. et al., 1978, Theor. modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows. JGR, v. 83, 1727 Spray J., 1995, Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? Geology, 23, 1119-1122 Stähle V. et al., 2004, Shock-induced formation of kyanite from sillimanite. Cont. Mineral. Petrol., v. 148, 150 Stähle V. et al., 2008, Shock-induced growth and metastability of stishovite and coesite. Contrib. Mineral Petrol, 155, 457 Stähle V. et al., 2010, Ca-rich majorite derived from high-temperature melt. Contr. Miner. Petrol., 161, 2, 275-291 Stähle V. et. al., 2017, Majoritic garnet grains in amphibolites suggest pressures 18-9 GPa, Min, Petrol., 172, 10, id, 86, 21 p. Steenstrup K., 1884, On the existence of nikel iron with Wildmannstätteten figuren the basalt. Mineral. Magazin, v. 6, 1-13 Stille H., 1924. Grundfragen vergleichender Tektonik, Berlin, 1, 443 Stinnesbeck W. et al., 1993, Deposition near the C/T boundary in Mexico? Geology, v. 21, 9, p.79 Stoort, 1834, Two Expeditions into to Interior of Southern Australia during the Years 1828-1931. 2nd edition, vol. i., p. 98 Storzer D, Gentner W., 1970, Spaltspuren-Alter von Riesgläsern, Moldaviten und Bentoniten. J. Mit. Oberr. Geol. Ver., 52, 97 Storzer D., 1992, Microtektite hunting and mineral wool shot. LPSC, v. 23, Pt. 4, 13-73 Stöffler D., 1971a, Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks. JGR. 76, 5541 Stöffler D., 1971b, Coesite and stishovite in shocked crystalline rocks, J. Geophys. Res., 76, 5474-5488 Stöffler D., 1974, Deformation and transformation of rock forming minerarls. Fortschr. Mineral, v. 51, 256-298 Stöffler D., 1977, Structure of the Ries crater and distribution of target rocks. Lunar Sci. VIII, 908-910. Stöffler D., 1984, Glasses formed by hypervelocity impact. J. Non-Crystall. Solids, 67, 465-502 Stöffler D. et al., 1988, Structural deformation, breccia, shock metamorphism in the basement., Springer, 277-297 Stoffler D. et al., 1992, Sudbury project. Int. Conf. Large Meteorite Impacts and Planet. Evol., Sudbury, Houston, p. 71 Stöffler D. et al., 2002, Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of the moldavite field. MPS., 37, 1893

Stoeffler D., 2012. MfN Berlin, report by A. Müller (no publish).

Stöffler D. et al., 2013, Ries crater and suevite revisited, Part I: Observations, Meteoritics and Planetary Science, 48, 515-589 Stöffler D., 2015, The Suevite Conundrum. Bridging the Gap III, LPI Contr., N. 1861, p. 1002 Strasser M, et. al., 2009, A mid Miocene to early Pleistoc, multi-level cave as a gauge for tectonic uplift, Geomorp., 106, 130 Strasser M., 2011, Höhlen der Schwäb, Alb als Pegelschreiber für Flussgeschichte und Tektonik, Inst. f. Planetl, Uni Stuttgart Sturm S., 2011, Distribution of megablocks in the Ries crater. MSc thesis, Uni Münster, Germany Sturm S. et al., 2013, The Ries impact, a double-layer rampart crater on Earth. Geology, 41, 531-534 Sweeney M., Valentine G., 2015, Transport and mixing dynamics from explosions in debris-fill. volcan. Cond.. EPSL, 425, 64 Su L. et al., 2011, Geochemistry and origin of tektites from Guilin of Guangxi, Guangdong and Hainan. Sci. Chin., 54, 349 Tagle R. et al., 2004, PGE group in impactites of the ICDP Chicxulub drill core Yaxcopoil-1, MPS, 39, 1009 Tagle R., Claeys P., 2005, An ordinary chondrite impactor for the Popigai crater, Siberia. Geoch. Cosm. Acta, v. 69, 11, 2877 Tagle R. et al., 2006, Evidence for a second L chondrite impact in the Late Eocene, LPSC, Abstr. 1278 Taylor S., 1970, Lake Toba, Sumatra, and the Origin of Tektites, Nature, v. 227, 5263, 1125 Taylor S., 1973, Tektites: a post-Apollo view. Earth Sci. Rev., v. 9, 2, 101-123 Taylor B., 1986, Magmatic volatiles. In: Stable Isotopes in High Temper. Geolog. Processes, Soc. Am. Rev. Mineral., 16, 184 Taylor S., Koeberl C., 1994, The origin of tektites; comment on a paper by J. O'Keefe. Meteoritics, 29, 739-744 Taylor S., Koeberl C., 2013, The Origin of the Moon Revisited. 44th LPSC, LPI Contr. 1719, p.1165 Taylor S., 2014. Geochimica et Cosmochimica Acta, 141, 670-676 Tchamabé B., 2013, Eruptive history of the Barombi Mbo Maar, Cameroon Volc. Line. Open Geosci., ISSN 2391-5447, 5, 4 Tchamabé B. et al., Temporal Evolution of the Barombi Mbo maar. Int. J. Geosci., v. 5, 1315 Thomson D., 2008, Coherence between interplanetary magnetic field at ACE and geomagnetic data. COSPAR Sci. Ass., 3183 Tjia H., 1976, Radiometric ages of ignimbrites of Toba, Sumatra. Warta Geologi, Newslett. Geolog. Soc. Malaysia, v. 2, 2, 33 Tkalčić H., Pham T., 2018, Shear properties of Earth's inner core constrained by a detection of J wavesd. Science, 362, 6412 Tomas E., 1990, Late Cretaceoues-early Eocene mass extinctions in the deep sea, Global Cat. In: Earth history, Sp. Pap, 493 Torsvik, T., Domeier, M., 2017, Numerical modelling of the PERM anomaly, Nature Comm., v. 8, DOI: 10.1038/s41467-017-00125-2 Tringuier et al., 2005, LPS, Abstract #1259 Trinquier A. et al., 2007, Widespread 54Cr heterogeneity in the Inner Solar System. Astrophys. J. 655, 1179-1185 Tringuier A. et al., 2008b, 53Mn-53Cr systematics of the early Solar System revisited, Geochim, Cosm, Acta, 72, 5146-5163

Tuchscherer M. et al., 2006, Sowie-35ci systemates of the early Solar System revisited. Geochim. Costin. Acta, 72, 5140–5165 Tuchscherer M. et al., 2005, Geochemical and petrographic character. of impactites and target rocks. MPS, v. 40, 9/10, 1513 Ulbig A., Rennschmid-Ulbig I., 1999, Anmerkungen Lithostratigraphie Ober. Süßwass. N. Jb. Geol. Paläont. Ab., 214, 509 Vennemann T. et al., 2001, Stable isotope composition of impact glasses from the Ries impact crater. GCA, v. 65, 8, 1325 Verchovsky A., Feldman V., 1990, Noble gases in some impactites and tektites. Meteoritics, v. 25, p. 416

Verstappen H., 1961, Some 'volcanic-tectonic' depressions of Sumatra. Kon. Ned. Akad. Wet., Amst., Proc. Ser. B. 64, 3, 428 Vishnevsky S., Montanari A., 1999, Popigai impact structure. Large Meteor. Impact Planet. Ev. II, Pr. conf., 1997, GSA, p. 19 Vogt B. et. al., 2015, Formation of voluminous pseudotachylitic rocks in tectonic and impact settings. Bridging the Gap III Wada J., Wood B., 2001, The Earth's 'missing' Nb may be in the core? Nature, v. 409, 75-78

waa bi, wood bi, 2001, The Earth of Massing 110 may be in the core. Future, (1.10),

Wadhwa M. et al., 1999, Origin of silicate clasts in mesosiderites. LPS XXX

Wagner G., 1965, Über Bestand und Entstehungs typischer Riesgesteine. Jh. Geol. Landesamt Baden-Würt., 7. 199-222 Wagner G., 1977, Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries. Geolog. Bavarica., 75, 349

Wagner R. et. al., 2002, Bosumtwi impact crater, Ghana, In: Meteorite impacts in Precambrian shields, Springer, v. 2, 189

Walker R. et al., 2002, Comparative 187Re-187Os systematics of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 4187-4201

Wang X. et al., 2016, Cr isotope fractionation during subduction. Chem. Geol., v. 423, 19-33

Wasson J., 1987, A multiple-impact origin of southeast Asian tektites. LPS, v. 18, 1062-1063

Wasson J., 2017, A thermal-plume origin of layered and splash-form tektites and Libyan desert glass. LPS XLVIII

Weissman P., 2006, The cometary impactor flux at the Earth. Proc. Int. Astron. Union, 2, 441-450.

West A. et al., 2009, Are nanodiamonds evidence for a Younger Dryas impact event? Eos, v. 90, 52, Suppl., Abstr. PP23D-01 Westaway R. et al., 2011, Methods for determination of the age from eruption Toba, in India. J. Earth Syst. Sci., v. 120, 3, 503 Weyer S., Schwieters J., 2003, High precision Fe isotope meas. with high mass resol. MC-ICP-MS. J. Mass spectr., 226, 355 Wilson M. et al., 1995, Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? Contr. to Mineral. Petrol., v. 119, 2/3, 181-196 Wilk J. et al., 2016, Melt formation on shatter cone surfaces recovered from the MEMIN experiments. Meet. Meteor. Soc. Wünnemann K. et. al., 2005, Is Ries crater typical for its size? In: Large meteorite impacts III, GSA, 67–83 Xia J. et al., 2017, Cr isotope heterogeneity in the mantle. EPSL, 464, 103

Yuan L, et al., 2013, The tidal displacement field at Earth's surface determined using global GPS, JGR, 118, 2618

Zak K. et al., 2016, Chemistry of Tertiary sediments in the surroundings of the Ries and moldavite, v. 179, 287

Анисичкин В. и др., 2003, Возможные режимы цепных ядерных реакций в ядре Земли. 7 чт., Снежин., ВНИИТФ, с. 1 Вишневский С., 2007, Астроблемы. Новосибирск

Вишневский С. и др., 2014, Импактные стекла Попигайской зювитовой мегабрекчии. Уральский геол. ж., 2, 3-20

Герман Б., 2007, Тесла, НЛО и Тунгусский метеорит. 1-е изд., Фрайбург-Марбург, ISBN 9783000191374, 250 с.

Герман Б., 2008, Тесла, НЛО и Тунгусский метеорит. 2-е изд., Донецк, Норд-Пресс, ISBN 9789663802152, 250 с.

Герман Б., 2012, Причины Тунгусского феномена, В "Феномен Тунгуски», Сб. Науч. трудов, Новосибирск, с. 237-255

Глуховский М., Кузьмин М., 2010а, Геохимия палеопротерозойских РТВ Анабарского щита. Д.АН, т. 431, 662

Глуховский М., 2010b, Гигантский радиальный рой мафических даек Анабарского щита. Тектон., геод. Фанер., 1, 168 Горностаева и др., 2015, Конденсатный компонент в импактных стёклах кратера Жаманшин. ДАН, т. 464, 1, 91–95

Донохью М., 1985, Путеводитель по минералам. Изд. Недра, 207 с.

Доусон Дж., 1983, Кимберлиты и ксенолиты в них. Изд. Мир, 300 с.

Изох Э., 1991, Импактный кратер Жаманшин и проблема тектитов. Геол. и геофиз., N. 4, 3-15

Кинг Э., 1979, Космическая геология. Изд. Мир, 380 с.

Козлов Е. и др., 2010, Миграционый механизм формирования модификаций минералов. XVI Совещ., Черноголовка Колесников Е., Глазовская Л., 1994, Новые результаты К-Аг датирования астроблемы Жаманшин. Петрология, 2, 653 Курганьков П., Кузьмин И., 2006, Геологическое строение Попигайской структуры. КНИИГиМС, 7, 107-109 Лисов И., 1998, Кратеры, кратеры, кратеры..., Новости космонавт., т. 8, № 7, с. 42

Латыпов Р., 2012, Проблема охлаждения и кристаллизации интрузивного компл. Садбери. Совр. проб. маг, СПб, 2, 16

Магницкий В., 1965, Внутреннее строение и физика Земли. 379 с.

Маракушев А., Панеях Н., 2011, Формирование алмазоносных взрывных кольцевых структур. Планета Земля, 118-119 Маршинцев В., 1974, Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского поднятия. Якутск, 120 с. Муравейник Ю., 2008, Дегазация взрывающейся Земли и глубинное строение Евразии. Изд. Геос, 324-325

Отмахов и др., 2006. Известия ТПУ, т. 309, № 5

Муртазов А., 2014, Космические воздействия на геосистемы, Учебное пособьие, Рязань, 270 с.

Павлов А., 1932, Новые теории геотектоники и горообразования. Доп. глава книги Ога Э., Геология, т. 1, 377-378

Песков Е., 1991, Система планетарных поясов взрывных структур Сибири и Вост. Азии. Тез. совещ., Новосиб., 204

Посухова Т., 2000, Кимберлиты – природные сверхглубокие скважины. Соросовский образов. журнал, т. 6, N5, 57-63 Рингвуд А., 1981, Состав и происхождение Земли. Изд. Наука, 113 с.

Розен О., 2015, Флюидизации поднимающегося плюма как источник кимберлитовой магмы. Иркутск, РАН, 205 с. Сазонова Л., 2007, Результат столкновения космических тел с Землей. Лекции, МГУ

Сеткова Т. и др., 2010, Рост полихромного (Co,Ni,Cr)-турмалина в В-содерж. р-рах. XVI Совещан., Черноголовка, 233 Силаев В. и др., 2015, Камчатский алмазный феномен. Минералы, VII Всерос. конф., Екатеринбург, 210-213

Сухаржевский С., Шафрановский Г., 1997, ЭПР электронных дефектов в импактных алмазах. Конф., Казань, 95-96

Тейс Р., Найдин Д., 1973, Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. Наука, 255 с.

Трубицын В. и др., 2008, Влияние эндотермического фазового перехода на массообмен. Физика Земли, № 6, 3

Трухалев А., 1983, Позднемеловые-палеогеновые эксплозивные брекчии. Объяс. зап. R-48-50-Оленек, ВСЕГЕИ, 120 Хаин В., Ломизе М., 1995, Геотектоника с основами геодинамики. Учебник, Изд. МГУ, 480 с.

Зоткин И., Цветков В., 1970, О поисках метеоритных кратеров на Земле. Астрономический вестник, № 1, 4, 5-65

Шумилова Т. и др., 2012, Полигенез и типоморфизм лонсдейлита. Вестн. Ин. геол. Коми науч. ц. УрО РАН, № 2, 11

# БЛАГОДАРНОСТИ

Автор искренне благодарит: своего младшего сына Александра, консультировавшего по техническим вопросам; жену Ольгу, корректировавшую рукопись; Алексея А. Переверзева, участвовавшего в верстке книги; а также своего старшего сына Михаила и свою маму Еву Венедиктовну за постоянную моральную поддержку.

> © Автор фотографии на лицевой стороне обложки — Александр Борисович Герман (Цюрих).

# Отзывы и пожелания шлите по адресу: <u>borisgerman@hotmail.com</u>

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ЧАСТЬ 1. КРИПТОВЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ	3
Глава 1. ЕВРОПЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	3
ГЛАВА 2. ЭЖЕКТЫ и СТРУКТУРА КРАТЕРА РИС	5
2.1. ВНУТРИ КРАТЕРА	6
<u>2.1а. ЗЮВИТЫ и ДАЙКИ в КРАТЕРЕ</u>	7
2.1Ъ. ВНЕШНИЕ ЗЮВИТЫ и ДАЙКИ	8
2.1с. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕГАБЛОКИ, ВВ и МАТРИЦА	9
2.2. ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ РИС ТИПИЧНЫМ ИМПАКТНЫМ КРАТЕРОМ ?	<u>1</u> 0
2.3. УДИВИТЕЛЬНЫЙ НАКЛОН	<u>1</u> 2
Глава 3. ГЕОФИЗИКА КРАТЕРА РИС	<u>1</u> 5
3.1. ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ	15
<u>3.2. ТЕПЛОВОЙ ГРАДИЕНТ и МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ</u>	<u>1</u> 6
3.3. ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ и МИНЕРАЛЫ	<u>1</u> 7
Глава 4. СИГНАТУРА "МЕТЕОРИТА" и МАНТИЯ	<u>2</u> 1
Глава 5. ПРОБЛЕМА IMR в КРАТЕРЕ РИС	<u>2</u> 4
ГЛАВА 6. МОДЕЛИ и РЕАЛЬНОСТЬ	<u>2</u> 7
<u>6.1. ГЛУБИННОГО ВЗРЫВА МЕТЕОРИТА НЕДОСТАТОЧНО</u>	<u> </u>
<u> 6.2. УРОВНИ ШОКА — ВЗРЫВЫ ТРУБОК</u>	<u>2</u> 8
<u>6.3. НЕУВЯЗКИ КОМБИНИРОВАННОЙ МFCI-МОДЕЛИ</u>	<u>3</u> 0
<u>6.4. ТЕОРИИ ПОТОКА. ПРО и КОНТРА</u>	<u>3</u> 2
<u>6.5. ТОП-СЛОЙ И ИНГИМБРИТЫ</u>	34
<u>6.6. ПЛОТНЫЙ ПОТОК ЗЮВИТОВ БЛАНКЕТА</u>	36
Глава 7. ПЛОТНЫЕ ФАЗЫ МИНЕРАЛОВ В КРАТЕРЕ РИС	38
<u>7.1. ФАЗЫ СИЛИКАТА (SiO2)</u>	39
<u>7.1а. ПЛАНАРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ (PDF)</u>	39
7.1Ь. ДИАПЛЕКТОВЫЕ и КВАРЦЕВЫЕ СТЕКЛА	<u>4</u> 0
7.1с. КОЭСИТ и СТИШОВИТ	<u>4</u> 1
7.2. ДРУГИЕ ПЛОТНЫЕ ФАЗЫ В РИСЕ	<u>4</u> 4
7.3. ПСЕВДОТАХИЛИТЫ и их СВЯЗЬ с ФАЗАМИ КВАРЦА	49
Глава 8. СТЕКЛА РИСА	51
<u>8.1. ТУБУЛЯРЫ и СУБМАРИНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ</u>	<u>5</u> 1
8.2. ГЕНЕЗИС СТЕКОЛ	<u>5</u> 2
<u>8.3. ХРУПКИЕ ИЗЛОМЫ ФЛЕДЛЕЙ РИСА</u>	<u>5</u> 4
<u>8.4. КАРБОНАТНЫЕ СТЕКЛА и КАЛЬЦИТ в ЗЮВИТАХ</u>	<u>5</u> 5
8.5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНАТОВ	<u>5</u> 6
8.6. КАЛЬШИТ и КИМБЕРЛИТЫ	58

<u>8.7. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАСПЛАВА</u>	59
<u>8.8. ЛАПИЛЛИ «БРЫЗГ» РИС</u>	60
Глава 9. ДВИЖЕНИЕ АЛЬП	<u>6</u> 1
<u>9.1. МОЛДАВИТЫ</u>	61
9.2. ДАЛЬНИЕ ДЕПОЗИТЫ РИСА?	<u>6</u> 4
Глава 10. КРАТЕР ШТАЙНХАЙМ	<u>6</u> 6
10.1. ПРОФИЛЬ и ДЕПОЗИТЫ	66
<u>10.2. "ИСЧЕЗНУВШИЙ" ЗАКРАТЕРНЫЙ СЛОЙ ШТАЙНХАЙМА</u>	67
10.3. ПОЛНАЯ ЭРОЗИЯ и/или ПОРИСТОСТЬ?	<u>6</u> 7
10.4. ШАТТЕР-КОНУСЫ (КОНУСЫ РАЗРУШЕНИЯ)	69
Глава 11. МАНТИЯ и «ГОРЯЧАЯ ТОЧКА» БОГЕМСКОГО МАССИВА	71
<u>11.1. МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ ПОЛЯ ДИАТРЕМ УРАХ</u>	71
11.2. СЛОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА	<u>7</u> 3
11.3. РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВОК	76
11.4. ИГНИМБРИТЫ СЛОЯ ОСТРОНГ ПЛИТЫ МОЛДАНУБИКУМ	<u>7</u> 7
11.5. ФЛЮИДНО-ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ	79
<u>Глава 12. «ДВОЙНИКИ» КОМПЛЕКСА РИС-ШТАЙНХАЙМ-УРАХ</u>	80
<u> 12.1а. «ВЕЛИКАЯ ДАЙКА»-ВРЕДЕФОРТ-БУШВЕЛЬД-ТРОМСБУРГ</u>	80
<u>12.1ь. КОМПЛЕКС БУШВЕЛЬД</u>	81
12.2. КОМПЛЕКС ВРЕДЕФОРТ	82
<u>12.2а: ГЕОЛОГИЯ и ЗОЛОТО ВИТВАТЕРСРАНДА</u>	82
12.2Ь. ПСЕВДОТАХИЛИТЫ ВРЕДЕФОРТА	<u>8</u> 2
<u> 12.2с. ИМПАКТ или УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ ?</u>	<u>8</u> 3
<u>12.3. СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ ЦЕПОЧКА СТРУКТУР</u>	85
<u>12.3а. 38-я ПАРАЛЛЕЛЬ</u>	85
<u> 12.3Ъ. УЭЛЛС КРИК — ХИКС ДОУМ — ЭЙВОН</u>	<u> </u>
ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПЕРВОЙ ЧАСТИ	89
<u>ЧАСТЬ 2. ТЕКТИТЫ, МИКРОТЕКТИТЫ и КРАТЕРЫ</u>	<u>91</u>
Глава 1. ПОЛЯ РАССЕЯНИЯ ТЕКТИТОВ	91
1.1. ИМПАКТЫ НЕ ПОДТВЕРЖДАЮТСЯ	91
<u>1.2. ТЕКТИТЫ и ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМЫ</u>	<u>9</u> 4
<u> 1.3. МУОНГ-НОНГ — СТЕКЛА ИЗ НЕДР и/или ИЗ ПЕПЛА ?</u>	<u>9</u> 8
<u>1.4. ДРУГИЕ ФОРМЫ ТЕКТИТОВ</u>	<u>10</u> 0
<u>1.5. ПОИСКИ КРАТЕРОВ</u>	101
1.6. ОБЩЕЕ ПОЛЕ АВСТРАЛИТОВ И ВУЛКАН ТОБА	<u>10</u> 2
1.7. ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ	103
<u>1.8. (МИКРО)ТЕКТИТЫ и БЕНТОНИТЫ</u>	104

Глава 2. КРАТЕР БОСУМТВИ	105
2.1. ГЕОЛОГИЯ И (МИКРО)ТЕКТИТЫ	105
<u>2.2. ДИАПАЗОН ОСМИЯ в ЗЕМНОЙ МАНТИИ и в МЕТЕОРИТАХ</u>	107
2.3. ИЗОТОПЫ ХРОМА и ТЕКТИТ ИВОРИ IVC-3395	112
2.4. КОСМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ	116
2.5. ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ ХРОМА	<u>11</u> 8
Глава 3. Cr-СИСТЕМАТИКА и КРАТЕРЫ КАНАДЫ	121
<u>Глава 4. КРАТЕР ЧЕЗАПИК и ТЕКТИТЫ СЕВЕРА АМЕРИКИ (СА)</u>	123
Глава 5. КРАТЕР ПОПИГАЙ	125
5.1. ГЕОЛОГИЯ и АЛМАЗЫ	125
5.2. ПОИСКИ УДАРНИКА и ГЛОБАЛЬНЫЕ ДЕПОЗИТЫ	127
Глава 6. КРАТЕР ЖАМАНШИН	<u>13</u> 0
Глава 7. КРАТЕР ЧИКСУЛУБ	132
7.1. КОЛЬЦЕВЫЕ РАЗЛОМЫ и КАРСТОВЫЕ ВОРОНКИ	132
7.2. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИМПАКТОР ?	133
<u>7.3. ИМПАКТ или ВУЛКАНИЗМ ?</u>	134
7.4. ЧИКСУЛУБ и МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ВИДОВ	136
Глава 8. ГЕНЕЗИС ЛУНЫ: ТЕКТИТЫ против ТЕЙИ	137
Глава 9. «ГОРЯЧАЯ ТОЧКА» ТАСМАНИИ и ТУНГУСКА-1908	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ ВТОРОЙ ЧАСТИ	142
Приложение 1. СФЕРУЛЫ УРАХА-ШТАЙНХАЙМА?	143
Приложение 2. СТИЛЬ ИГНИМБРИТНОГО ВУЛКАНИЗМА	144
Приложение 3. ФУЛЛЕРЕНЫ и НАНОАЛМАЗЫ	145
КРАТКИЙ СЛОВАРЬ	147
ЛИТЕРАТУРА	149
БЛАГОДАРНОСТИ	161