

## ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО И РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В МИРОВОМ ОКЕАНЕ: МОРФОТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА, МАСШТАБ

Е. Г. Мирлин, Е. И. Чесалова

*Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН,  
Россия, 125009, Москва, ул. Моховая, д. 11,  
e-mail: egmmir@gmail.com*

Основой работы является положение В. И. Смирнова о том, что металлогения океана определяется базальтоидным магматизмом. Проведен анализ разномасштабного геолого-геофизического материала и охарактеризована морфотектоника и геодинамическое положение структур Мирового океана, эволюция которых сопровождалась излиянием на дно базальтовых лав и взаимодействием их с водой океана и с океанской биотой. Выделены две категории глобальных морфоструктур – потенциальных источников эндогенного и рудного вещества: первые генетически связаны с аккрецией литосферы на границах раздвига плит, вторые – с внутриплитными вулканотектоническими процессами. Проведены сравнительные оценки масштабов поступления вещества для двух категорий и показано, что они могут незначительно отличаться или быть близкими.

**Ключевые слова:** базальтоидный магматизм, рудное вещество, спрединг, внутриплитные процессы, подводные горы, альтиметрия, глубоководный комплекс

### Постановка задачи

Согласно фундаментальному положению В. И. Смирнова, металлогения Мирового океана (эндогенная и экзогенная) в конечном итоге определяется базальтоидным магматизмом (Смирнов, 1975). Поступление эндогенного (и рудного) вещества в воды Мирового океана происходит при взаимодействии изливающихся на дно горячих базальтовых лав и океанской воды. Океанские морфоструктуры, формирование которых на различных этапах их эволюции сопровождается излиянием базальтовых лав и взаимодействием различных природных сред: твердой и водной, рассматриваются как природные генераторы эндогенного и рудного вещества (Лисицын и др., 1992). Вынос эндогенного вещества, несомненно, оказывает влияние и на океанскую биоту (Hubbs, 1959; Stocks et al., 2001), откуда следует, что вопрос о структурно-пространственных факторах и источниках поступления эндогенного вещества в Мировом океане является частью глобальной проблемы взаимодействия земных оболочек. С позиций учения о взаимодействии геосфер В. И. Вернадского (1988) это означает следующее: источником эндогенного (и рудного) вещества является твердая оболочка (литосфера), главным образом, верхний базальтовый слой консолидированной

океанской коры, при этом агенты и формы переноса вещества и его локализации – это вода океана (гидросфера), а также океанская биота (биосфера).

В течение последних десятилетий в Мировом океане выполнен весьма значительный объем комплексных высоко технологичных геолого-геофизических исследований. При этом установлено, что параметры морфоструктур – потенциальных источников эндогенного вещества – меняются примерно на три порядка. С учетом этого мы в данной работе вовлекли в рассмотрение результаты практически всех основных современных методов изучения строения верхних горизонтов океанской коры: от глубоководных геофизических комплексов до спутниковой альтиметрии. Очевидно, что обработка и анализ огромного объема данных, наглядное представление результатов обработки, а также количественные оценки параметров морфоструктур разного ранга, возможны лишь с использованием соответствующей технологии обработки материалов; геоинформационная система анализа исходных материалов и легла в основу работы. С учетом этих факторов перед ней были поставлены две задачи: 1) На основе синтеза геолого-геофизического материала разного масштаба охарактеризовать морфотектонику и геодинамическое положение структур океанского ложа – потенциальных источников эндогенного и рудного вещества; 2) Осуществить предварительную сравнительную оценку масштабов выноса вещества для различных типов таких структур.

### **Методические аспекты анализа**

В настоящее время при изучении геологического строения океанского ложа используются разнообразные технологии, обеспечивающие существенно различное разрешение при выявлении и изучении его структур. На основе традиционной эхолотной съемки с набортными многолучевыми и узколучевыми эхолотами удается выделить и закартировать морфоструктуры океанского ложа с относительной высотой несколько сот метров и менее, однако плотность галсов исследовательских судов крайне неравномерна в разных океанах, поэтому общей картины распределения локальных океанских морфоструктур получить не удастся. В первую очередь это относится к многочисленным подводным горам разной высоты. Подводные поднятия и горы, как и другие относительно крупные морфоструктуры, имеющие высоту около 1 км и более, могут быть выделены и закартированы на основе спутникового дистанционного зондирования Земли – метода спутниковой альтиметрии. Суть метода заключается в измерении высоты спутника относительно поверхности Земли по времени прохождения сигнала, посылаемого и отраженного от ее поверхности (Smith, Sandwell, 1997). Аномалии силы тяжести, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии, отображают крупные особенности рельефа дна океана. На основе гравиметрических карт построена карта предполагаемого рельефа дна Мирового океана, которая наглядно отражает такие крупные морфоструктуры, как подводные хребты и поднятия, относительно высокие подводные горы. Что касается мелких форм рельефа, то на основе

метода спутниковой альтиметрии и традиционной эхолотной съемки можно получить лишь их качественную картину. В то же время присутствие мелкомасштабных структур океанского ложа, имеющих относительную высоту порядка десятка метров, было установлено с помощью принципиально иных технологий: подводных буксируемых комплексов. Они включают в себя узколучевые и широкополосные эхолоты, высокочастотные сейсмопрофилографы, сонары бокового обзора, фото и телепрофилографы, установки для неглубокого бурения (Юбко, Лыгина, 2015). Понятно, что в зависимости от применяемых технологий масштаб морских геолого-геофизических съемок, используемых при изучении строения ложа океана, меняется от весьма крупного до глобального. При этом, разумеется, различна и площадь съемок: альтиметрические измерения охватывают практически весь Мировой океан, а исследования с глубоководными комплексами проведены лишь в отдельных, сравнительно небольших по площади, районах.

В настоящей работе мы опирались на результаты практически всех современных методов изучения строения верхних горизонтов океанской коры. Поскольку одной из задач исследования являлось сравнение масштабов поступления эндогенного вещества из различных источников, было проведено сопоставление разрешающей способности спутниковой альтиметрии в отношении форм донного рельефа и эхолотной съемки с использованием придонных буксируемых комплексов. Исходными материалами послужили данные спутниковых альтиметрических измерений в цифровой форме, а также генеральная батиметрическая карта океанов (GEBCO, 2022) с разрешением 15 секунд. Обработка данных выполнялась на основе геоинформационной системы ArcGIS (Spatial Analyst Tools). Батиметрические данные, полученные с использованием спутниковых измерений, сопоставлялись с материалами высокоточной эхолотной съемки, проведенной российскими исследователями Государственного научного центра «Южморгеология» в пределах российского разведочного района на железо-марганцевые конкреции (PPP–ЖМК) в зоне Кларион–Клиппертон (центральная часть Тихого океана).

Судя по карте GEBCO, ложе океана в районе PPP–ЖМК представляет собой поверхность с множеством изометрических холмов, имеющих различный диаметр в основании. Большинство холмов имеет форму, близкую к конической, их высоты весьма разнятся: от первых сотен метров до 1 км и более, как, например, высокий холм (практически, подводная гора) в северо-западной части района. Некоторые из холмов расположены неподалеку друг от друга и имеют общий цоколь, по этой причине они при интерпретации данных GEBCO объединены в единую морфоструктуру (рисунок 1). Как можно видеть, метод спутниковой альтиметрии не в состоянии выявить конусообразные морфоструктуры малой высоты, контур которых определен по данным глубоководной эхолотной съемки высокого разрешения. Относительная высота наименьших морфоструктур такого рода (авторы исследования называют их штоками) составляет десятки метров, и сложены они магматическими породами базальтового ряда (Лыгина, 2010; Лыгина и др., 2017; Юбко, Лыгина, 2015). Некоторые из вулканических холмов получили собственные имена.

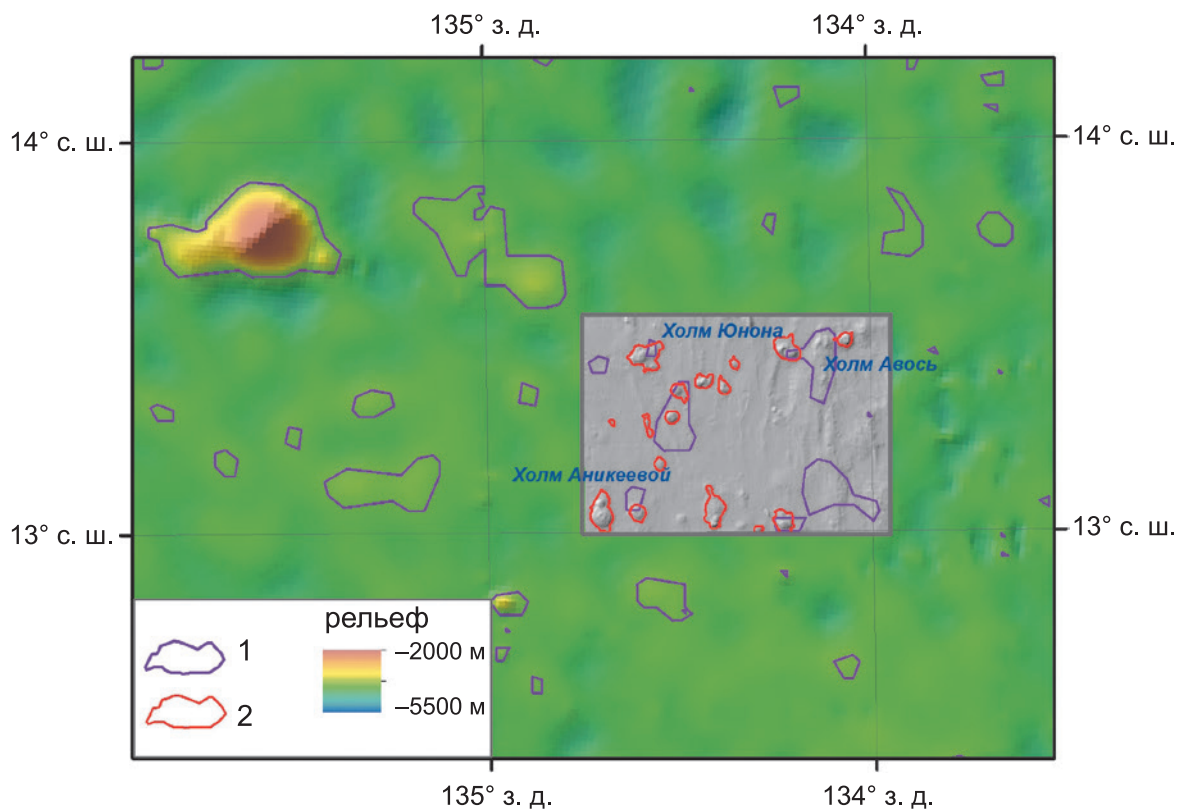


Рис. 1 – Сопоставление батиметрических данных, полученных на основе спутниковых измерений, с результатами глубоководной эхолотной съемки высокого разрешения в пределах выделенной площади (по материалам Юбко, Лыгина, 2015):  
1 – контур подводных поднятий, выделенных на основе карты GEBCO;  
2 – контур подводных сооружений, выделенных по материалам глубоководных съемок

Общая площадь района, где было выполнено сопоставление результатов различных методов, невелика (она несколько превышает  $1^\circ \times 1^\circ$ ). Но даже на этой, весьма небольшой, площади выявлены морфоструктуры центрального типа, по всей вероятности, вулканической природы, размеры которых различаются на два и более порядка. Здесь присутствует и высокий холм, и совсем небольшой по высоте шток. Возникает вопрос: можно ли утверждать, что такой диапазон подобных морфоструктур присущ всей площади Мирового океана? Имеющиеся материалы спутниковой альтиметрии свидетельствуют о том, что относительно крупные подводные горы присущи всем без исключений океанам – это будет показано ниже. Что касается гор малой высоты (первые сотни метров и менее), то их присутствие можно лишь предполагать: основанием для этого служит, в частности, присутствие многочисленных квази-изометрических холмов в пределах рассматриваемой площади. Таким образом, остается высокая степень неопределенности относительно распространенности в Мировом океане малых по высоте гор, ее отмечают практически все авторы, чьи работы посвящены внутриплитному вулканизму в виде изолированных подводных гор. Эту неопределенность мы не могли не учитывать при осуществлении сравнительных оценок вклада различных морфоструктур в поступление эндогенного вещества.

### **Источники поступления эндогенного вещества, генетически связанные с аккрецией океанской литосферы**

В результате аккреции океанской литосферы на гребнях срединно-океанских хребтов (СОХ) и в задуговых бассейнах формируются два типа источников поступления эндогенного вещества:

- неовулканические (экструзивные) зоны океанских рифтов;
- подводные горы и холмы вулканической природы, сопровождающие аккрецию литосферы и образующиеся за пределами неовулканической зоны. В англоязычной литературе они чаще всего называются “*near axis seamounts*”, т. е. горы вблизи оси. Мы для краткости будем называть их «внеосевые подводные горы».

Рассмотрим каждый из этих двух типов морфоструктур.

**Неовулканические (экструзивные) зоны.** Формирование океанских рифтов, как известно, обусловлено раздвигом литосферных плит. Во вновь образованное пространство между расходящимися плитами внедряется частично расплавленное вещество мантии ультраосновного состава, образуя так называемый астеносферный клин, верхней границей которого является зона проницаемости (рисунок 2). По мере расхождения плит и подъема глубинного вещества, оно дифференцируется и вместе с образованными из него базальтовыми расплавами остывает, формирует основные слои консолидированной океанской коры базальтового состава: слой 2А – подушечные лавы и слой 2В – дайковый комплекс, включая габбро. Далее вновь сформированная и относительно «горячая» литосфера остывает и затем постепенно погружается в стороны от гребня СОХ. Клин астеносферы и близповерхностные магматические очаги обеспечивают исключительно высокий тепловой поток на гребнях СОХ. Кроме того, магматические очаги служат источниками энергии для циркуляции морской воды по многочисленным локальным трещинам, пересекающим земную кору океанских рифтов. Вода проникает в молодую горячую океанскую кору и нагревается до температур около 400°, причем из-за высокого давления на глубине она не кипит. Ее потоки взаимодействуют с веществом земной коры, извлекают из него металлы и переносят их к поверхности морского дна, превращаясь в гидротермальные растворы; образуются столбообразные постройки – «черные курильщики», служащие каналами выноса гидротермальных «факелов» черного цвета, благодаря высокому содержанию сульфидов. Вместе с ними к поверхности поступают газы (водород, гелий, метан, соединения серы и др.), которые выделяются из магматических расплавов. В местах выхода восходящих гидротермальных растворов на поверхность океанского дна при их контакте с холодной морской водой происходит частичное осаждение соединений металлов и образуются рудные залежи меди, цинка, свинца, золота, серебра и др. Формирование комплекса изверженных горных пород океанских рифтов, уникальных биоценозов, глубоководных полиметаллических сульфидов, по сути, представляет собой результат переноса энергии из глубинных оболочек Земли к ее поверхности с последующей дифференциацией вещества мантии, выделением океанской коры и ее взаимодействием с водой и биотой океана (Мирлин, Миронов, 2013).

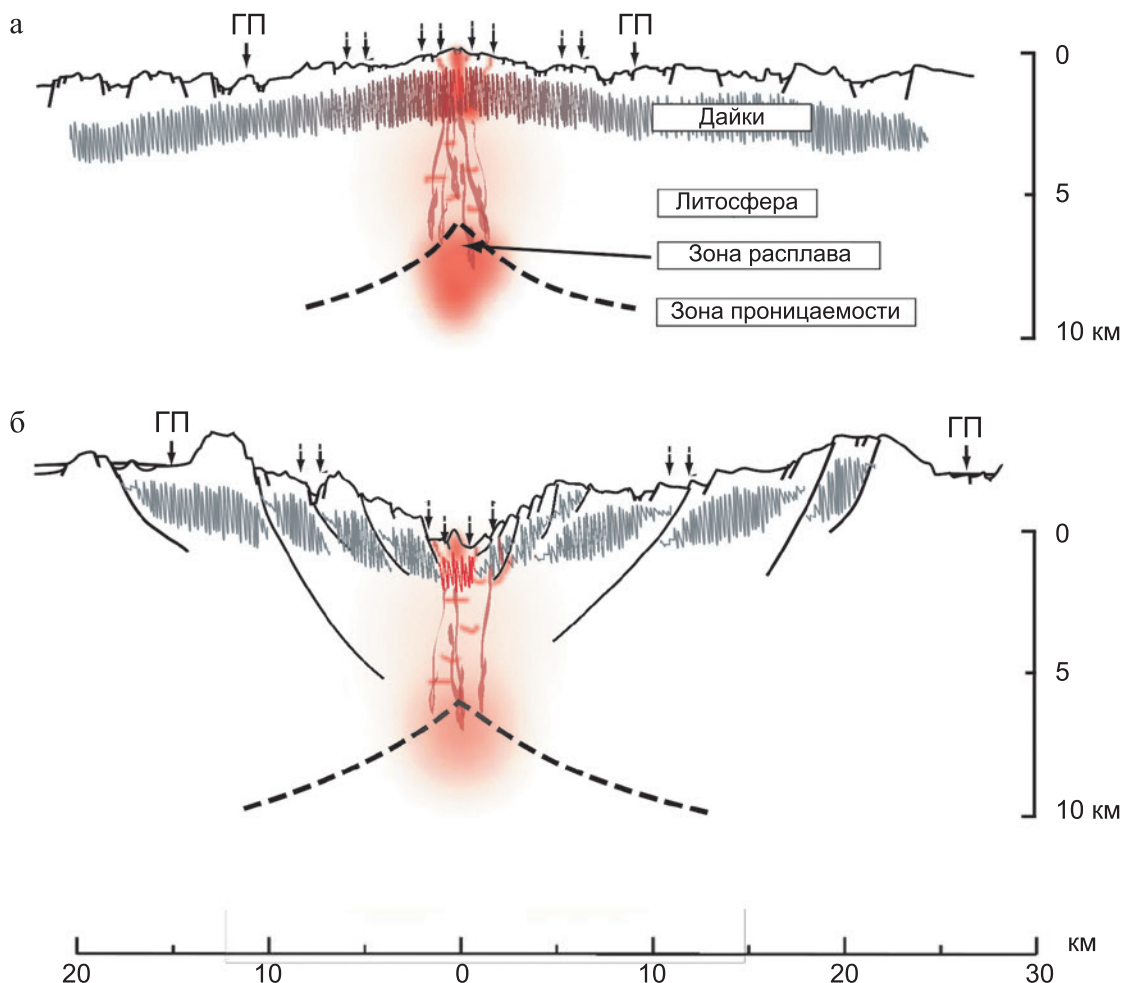


Рис. 2 – Поперечные батиметрические профили через рифтовые зоны срединно-океанских хребтов с различными скоростями спрединга (по Standish, Sims, 2012 с изменениями):  
**а** – скорость спрединга 55 мм/год – ВТП 3°Ю; **б** – скорость спрединга 12 мм/год – САХ 37°С. Стрелками показаны предполагаемые места излияний базальтов, ГП – предполагаемые границы плит

Срединно-океанские хребты с различными скоростями спрединга и, соответственно, океанские рифты, существенно различающиеся по своему морфотектоническому облику, тем не менее, включают в себя сходные геодинамические элементы. Непосредственно в оси располагается невулканическая, или экструзивная, зона, где, собственно, происходят излияния молодых (по сути, современных) базальтовых лав, соприкосновение их с водой океана, формирование гидротермальных рудных построек и уникальных биоценозов. В рифтах с высокими скоростями спрединга (около 10 см/год) рифтовая долина отсутствует и невулканическая зона занимает самое высокое гипсометрическое положение на гребне хребта (рисунок 2). Напротив, в низкоскоростных рифтах (скорость 1–2 см/год) невулканическая зона располагается в пределах днища рифтовой долины. Кроме того, сама морфология невулканической зоны различна в рифтах с разными скоростями спрединга. При высоких скоростях она представляет собой линейный в плане вулканический холм высотой 100–200 м,

ориентированный вдоль гребня СОХ, при этом данный холм испытывает смещения по латерали вдоль трансформных разломов, либо вдоль смещений нетрансформного типа. При малых скоростях раздвига плит неовулканическая зона построена гораздо более сложно, чем аналогичная зона хребтов с высокими скоростями спрединга. Она представлена серией невысоких (от 50–100 м до 200–300 м) конусообразных построек, сложенных вулканическими породами и образующих в совокупности поднятие, имеющее сложную в плане форму, располагающееся в пределах днища рифтовой долины. По мере раздвига плит невысокие вулканические конусообразные постройки оказываются на гребнях рифтовой долины и на склонах хребта (Smith, Cann, 1993).

Гидротермальные рудопроявления, сопряженные с базальтовым магматизмом в неовулканической зоне, открыты во многих сегментах глобальной системы СОХ, включая зарождающиеся океанские впадины (Красное море, Калифорнийский залив), а также в ряде задуговых бассейнов. Таким образом, океанские рифты – это, своего рода, природные генераторы эндогенного и рудного вещества в Мировой океан, где буквально на наших глазах происходит формирование океанской коры и колчеданных руд. Длительное изучение колчеданосных формаций на континентах показало, что колчеданное рудообразование тесно связано с поствулканической гидротермальной деятельностью на дне морских бассейнов геологического прошлого. Это означает, что аналогичные природные генераторы функционировали и в геологическом прошлом.

**Внеосевые подводные горы.** Ширина неовулканической зоны в океанских рифтах невелика и составляет 1–1.5 км. Ее узость – именно тот параметр, благодаря которому магнитное поле океана приобретает в плане форму линейных аномалий, в структуре которых фиксируется последовательность инверсий геомагнитного поля. Это, в свою очередь, открывает возможность датировки возраста океанского ложа. Однако поступление экструзивных базальтов в процессе раздвига плит не ограничивается неовулканической зоной – аккреция океанской коры в рифтах на гребнях СОХ происходит в пределах гораздо более широкой полосы. Благодаря совместной интерпретации данных альтиметрии и эхолотным съемкам с набортными эхолотами высокого разрешения, удалось установить, что излияния базальтовых лав на гребнях СОХ не ограничиваются узкой линейной неовулканической зоной: они происходят и вне ее в виде вулканизма центрального типа, таким образом формируются внеосевые подводные горы. По этой причине считается, что аккреционная граница плит имеет большую ширину, нежели ширина неовулканической зоны и включает в себя полосу, где происходят излияния центрального типа (рисунок 2). Следует при этом оговориться: вклад намагниченности внеосевых подводных вулканических гор в общую структуру магнитного поля не может быть значительным, в противном случае четкая линейная картина магнитных аномалий образоваться не могла.

Характерным примером распространения внеосевых подводных гор являются гребни Восточно-Тихоокеанского (ВТП и Южно-Тихоокеанского поднятий ЮТП) (рисунок 3). Относительные высоты таких конусообразных построек, по-видимому, не превышают первых сотен метров (Gomez, Briais, 2000). Эти подводные вулканические морфоструктуры центрального типа формируются не в пределах

неовулканической зоны, но за ее пределами – на океанской коре возрастом не менее 0.1 млн лет. Естественно, они дрейфуют в стороны от оси гребня вместе с плитой, при этом их рост продолжается по мере удаления от гребня, предполагается, что он прекращается на коре с возрастом около 6 млн лет. Максимум объема и высоты вулканы достигают на коре с возрастом до 1.5–3–5 млн лет. Распределение этих квазиконических вулканических морфоструктур вдоль гребней обоих поднятий обнаруживает связь с тектоникой: их количество заметно возрастает вблизи границ сегментов разных порядков. Этот факт дает основание предполагать, что в «молодой», относительно тонкой и хрупкой литосфере вблизи гребней поднятий образуются многочисленные разломы и трещины (рисунок 2), которые и служат каналами поступления магмы, питающей магматические очаги многочисленных невысоких вулканов.

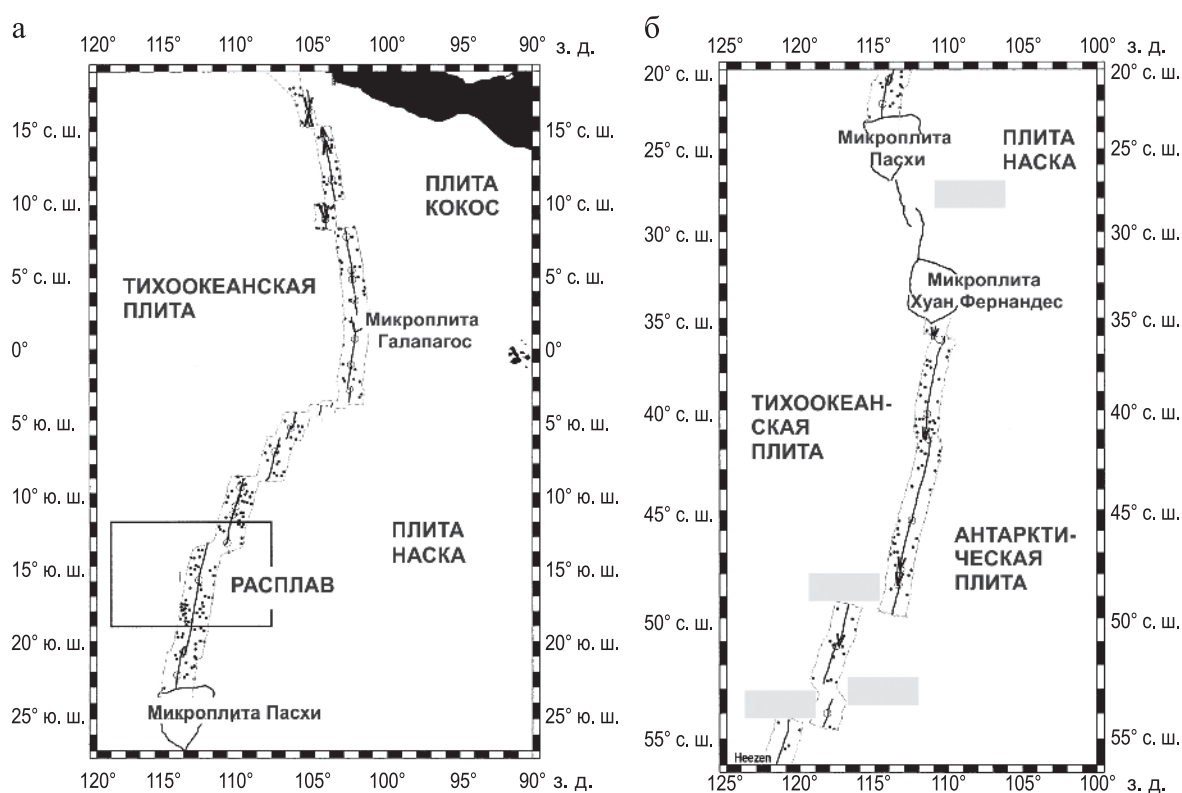


Рис. 3 – Расположение подводных гор (показаны точками) на гребнях Восточно-Тихоокеанского (а) и Южно-Тихоокеанского поднятий (б), выявленных на основе совместного анализа данных спутниковой альтиметрии и набортной эхолотной съемки. Утолщенные черные линии – зона аккреции (стрелки указывают направление продвижения оси раздвига), тонкие линии – изохроны океанской коры 1.5 млн лет. Прямоугольником показана зона детального исследования глубинной структуры гребня ВТП – эксперимент РАСПЛАВ, по данным Gomez, Briais, 2000)

Полученные данные убедительно свидетельствуют о том, что наращивание океанской коры на гребнях СОХ с высокими скоростями спрединга сопровождается вулканизмом не только линейного, но и центрального типов. Для подтверждения этого вывода было проведено изучение глубинной структуры гребня ВТП с использованием



методов сейсмической томографии и электромагнитного зондирования с целью выявления линзы расплава под зоной аккреции литосферы. Эксперимент получил название MELT (РАСПЛАВ), район проведения эксперимента очерчен на рисунке 2 (Scheirer et al., 1998). Существование зоны пониженных скоростей под осевой зоной ВТП было убедительно подтверждено, причем выяснилось, что сама эта зона имеет несколько асимметричное строение, что вполне коррелирует с асимметрией распределения подводных гор к западу и востоку от осевой зоны ВТП и ЮТП. Совершенно очевидно, что формирование относительно невысоких, но весьма многочисленных, вулканических сооружений центрального типа за пределами неовулканической зоны также сопровождается выносом эндогенного и, вероятно, рудного вещества в воды Тихого океана.

Обнаружение и выделение внеосевых вулканических холмов, генетически связанных с поступлением базальтовых лав в зоне аккреции коры на гребнях медленно спрединговых СОХ, – более сложная задача по сравнению с изучением аналогичных объектов быстросрединговых СОХ. Дело в том, что расчлененность их подводного рельефа, обусловленная тектоническими процессами, весьма высока, и для выделения на ее фоне невысоких вулканических построек необходимо проведение специальных исследований с использованием технологий, обеспечивающих высокое разрешение при изучении подводного рельефа. С другой стороны, имеющиеся материалы глубоководных съемок и сам факт присутствия многочисленных разломов в земной коре медленно спрединговых рифтов (рисунок 2) позволяет с уверенностью предполагать их достаточно широкое развитие.

### **Источники эндогенного вещества, генетически связанные с внутриплитными вулкано-тектоническими процессами**

Вопреки ранее существовавшим представлениям, океанская плита после того, как она покидает зону аккреции на гребне СОХ, не является тектонически и магматически пассивной (Мирлин и др., 2021). В результате внутриплитных процессов за пределами границ плит в океане формируются многочисленные сооружения вулканической природы разного ранга: от небольших штоков, холмов и подводных гор до крупных поднятий (часто называемых «океанскими плато») (Kerr, 2013). Формирование всех таких морфоструктур сопровождалось экструзивным базальтовым магматизмом и, таким образом, все они являются природными генераторами эндогенного вещества в Мировом океане.

На основе метода спутниковой альтиметрии в пределах океанского ложа выделены многочисленные морфоструктуры, имеющие форму, близкую к конусообразной, что позволяет предполагать их вулканическую природу. Их принято называть подводными горами, хотя под это определение попадают как относительно крупные сооружения высотой более 1 км, так и невысокие морфоструктуры конической формы высотой первые сотни метров и даже менее. Крутизна склонов таких морфоструктур

изменяется от 1–15° у подножий до 30° и более в привершинных частях. Размеры по осям основания меняются от 3 до 25 км, а объемы вулканических построек от 1–3 до 400–450 км<sup>3</sup>.

На основе анализа данных спутниковой альтиметрии применительно к центральному и восточному секторам Тихого океана удается разделить подводные горы на две категории с точки зрения их пространственного положения (рисунок 4).

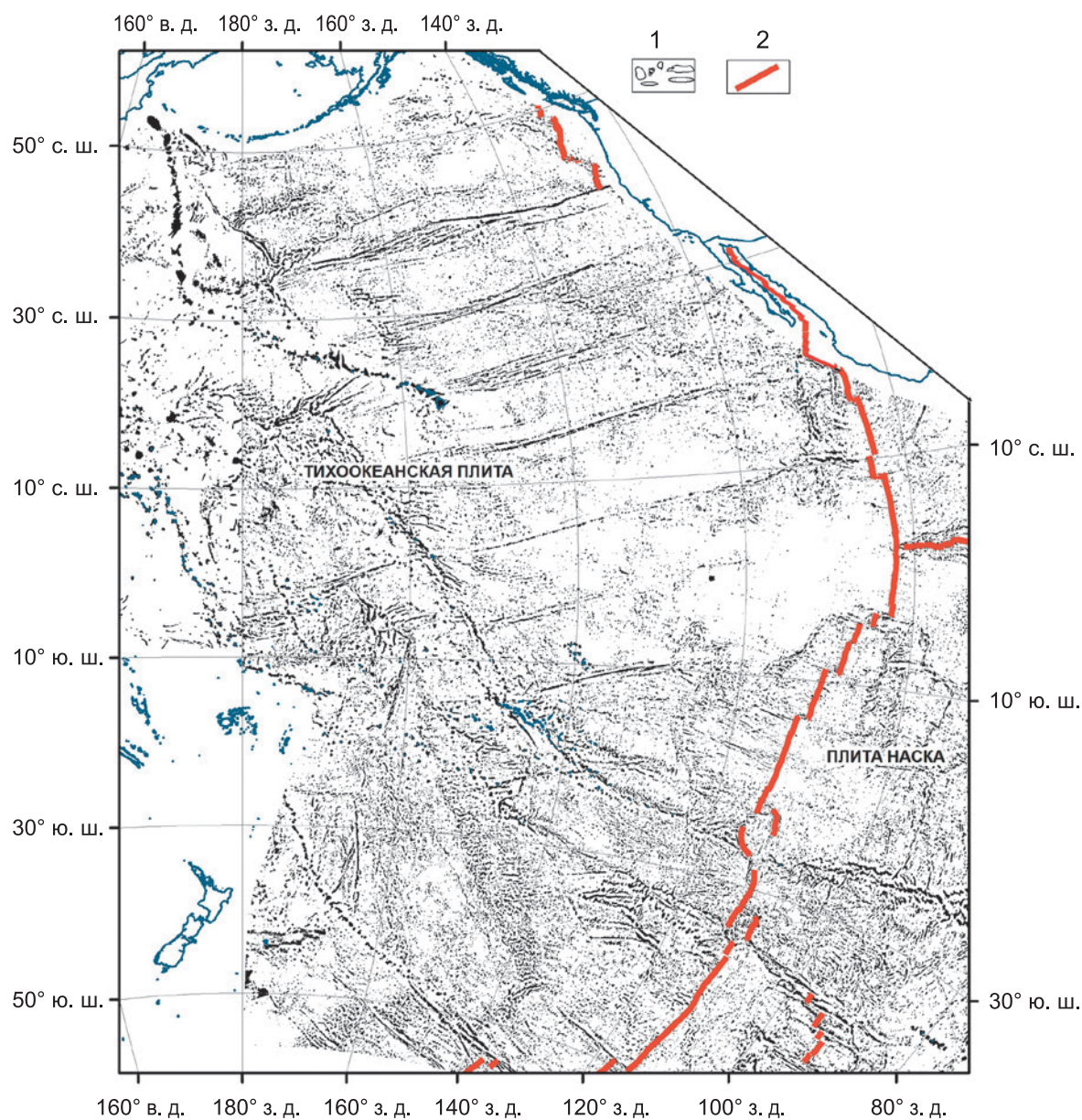


Рис. 4 – Подводные горы и холмы:

1 – центрального и восточных секторов Тихого океана; 2 – оси активного спрединга

Первую образуют те из них, которые хаотично разбросаны на всем пространстве внутренних областей литосферных плит. Ко второй относятся цепочки подводных гор, вытянутые вдоль линий различного простираения и имеющие разный

генезис. Цепочки подводных гор, вероятнее всего, вулканического происхождения трассируют протяженные океанские трансформные разломы. Наглядным примером являются многочисленные горы, группирующиеся вдоль гигантских трансформных разломов, таких как Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагос в пределах Тихоокеанской плиты. Некоторые из цепочек подводных гор образуют весьма протяженные вулканические хребты, природа которых связывается с движением плиты относительно «горячих точек», причем основанием для этого служит монотонное увеличение возраста по мере удаления от «точки», где восходящий мантийный поток как бы «проплавляет» литосферу и где формируется активный вулкан. Классическим примером такого типа являются хребты Императорский и Гавайский в Тихом океане, к этому же типу, предположительно, относят горы Музыкантов и о-вов Лайн в этом же океане. В Индийском океане к этому типу принадлежат Восточно-Индийский хребет и (предположительно) хребет Чагос-Лаккадив. Базальты подводных гор, генезис которых связан с «горячими точками», отличаются по составу от базальтов СОХ присутствием в них рассеянных элементов, однако для рассматриваемого вопроса важно, что излияния лав происходили в подводных условиях, что позволяет с большой долей уверенности предполагать активное взаимодействие их с водной средой и, соответственно, вынос эндогенного и рудного вещества.

Подводные горы вулканического происхождения широко распространены в пределах всего ложа Мирового океана, включая самые древние его области. При этом разделение гор на две категории по признаку их пространственного расположения прослеживается не только в Тихом, но также в Индийском и Атлантическом океанах (рисунок 5).

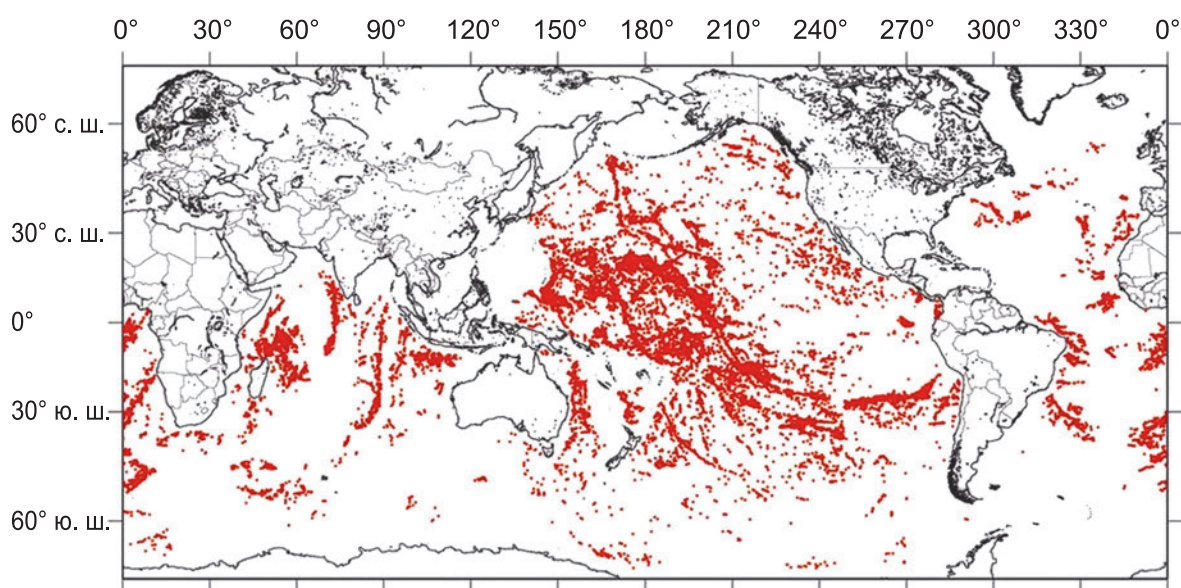


Рис. 5 – Подводные горы Мирового океана (красные точки), выделенные по данным спутниковой альтиметрии (Wessel, 2001)

Как указывалось выше, разрешающая способность метода спутниковой альтиметрии по понятным причинам уступает разрешению обычной эхолотной съемки с набортными эхолотами. Однако его достоинство заключается в том, что спутниковыми измерениями охвачена площадь всего Мирового океана. Это позволило попытаться оценить общее количество вулканических подводных гор в океане, при этом, разумеется, использовались данные как альтиметрии, так и результаты обычных эхолотных съемок. Оценки такого рода базируются на нескольких различных методиках выделения гор по спутниковым данным; кроме того, на их точность влияет неравномерность покрытия всей площади Мирового океана трассами пролета спутников, в итоге общее количество подводных вулканов неодинаково. Так, по разным оценкам, количество крупных подводных гор с высотой более 1 км колеблется от 10 000 до нескольких десятков тысяч. Общее количество малых подводных гор с высотой менее 1 км, включая невысокие холмы, меняется от 100 000 до десятков миллионов. Согласно всем расчетам, количество гор различно в разных океанах, что, впрочем, нетрудно увидеть из рисунка 5. Тихий океан занимает первое место по количеству вулканических подводных гор: на его долю приходится около 60 % от общего количества всех крупных гор Мирового океана и около 50 % мелких. При этом в разных частях океана также отмечаются отличия в плотности распределения подводных гор (Kitchingman et al., 2008; Kim, Wessel, 20011). В некоторых регионах, как, например, на северо-западе Тихого океана, подводные горы расположены весьма неравномерно: выделяются участки их скопления и отсутствия, причем последние характеризуются в плане овальной формой (Мирлин, Углов, 2007; Мирлин и др., 2018).

Рассматривая явление внутриплитного вулканизма и связанное с ним поступление эндогенного вещества в воды океана, сделаем оговорку, важную для обсуждаемой темы и касающуюся термина «внутриплитный вулкан». Вулканы, расположенные на ложе океана вне рифтовой зоны на гребне СОХ, как, например, многие вулканические сооружения вне гребней ВТП и ЮТП (рисунок 4), являются внутриплитными по своему географическому положению, однако, строго говоря, могут не быть таковыми в геодинамическом смысле. Если они были образованы именно в рифте, а затем, дрейфуя вместе с литосферной плитой, заняли свое нынешнее положение внутри плиты, то такие вулканы внутриплитными (в геодинамическом смысле) не являются. Имеются два методических подхода для выявления вулканических построек, сформированных именно внутри литосферной плиты. Первый, очевидный – определение абсолютного возраста пород, слагающих вулкан и отобранных с его поверхности с последующим сопоставлением этого возраста с возрастом подстилающего фундамента. По понятным причинам, таких определений относительно немного среди множества океанских подводных гор вулканического происхождения. В связи с этим соответствующие сравнения возраста гор и океанского фундамента включают относительно небольшое число подводных конусообразных морфоструктур вулканического происхождения. Сопоставления такого рода носят весьма обобщенный характер, поскольку не учитывают многих факторов, относящихся к специфике расположения гор, их морфологии и других характеристик. Тем не менее, они убедительно отражают

генеральную тенденцию пространственно-временного положения крупных вулканических построек центрального типа: практически все они сформированы за пределами рифтовых зон на гребне СОХ (рисунок 6).

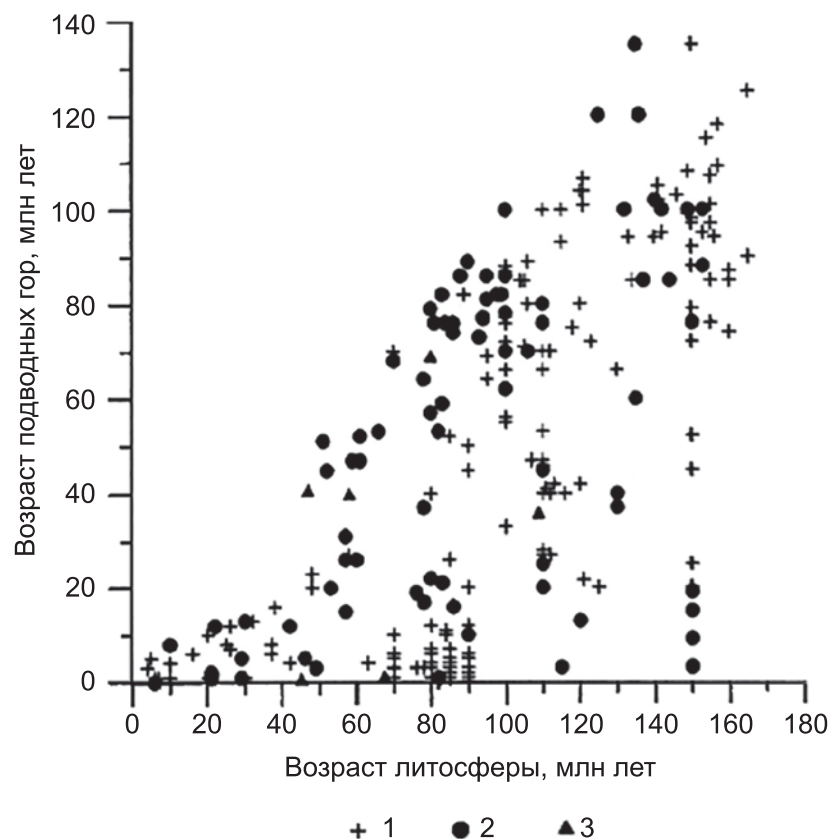


Рис. 6 – Связь возраста вулканических гор с возрастом несущей литосферы: 1 – горы Тихого океана; 2 – горы Атлантического океана; 3 – горы Индийского океана (Жулева, 2006)

Среди проведенных определений не известно ни одного крупного вулкана, возраст которого с точностью совпадал бы с возрастом фундамента в месте его расположения. Этому имеется логическое объяснение с позиций геодинамики: трудно представить долго живущий стационарный магматический очаг, питающий постройку центрального типа достаточно большого объема в океанском рифте в условиях постоянного растяжения земной коры. Исключением, разумеется, являются специфические сегменты глобальной системы СОХ, где процесс аккреции океанской коры сопровождается подтоком вещества мантийных «плюмов». Типичным примером такого аномального сегмента СОХ является вулканический остров Исландия в Атлантическом океане вместе с Фарерско-Исландским порогом и всей Брито-Арктической магматической провинцией.

Другой, относительный метод определения типа обстановки, в которой сформировался подводный вулкан, базируется на представлении об эластической мощности (*elastic thickness*) океанской литосферы (Watts, Burov 2003; Manea et al., 2007).

Допускается, что по мере увеличения ее возраста, она становится все более мощной и менее эластичной, и величина ее изгиба под нагрузкой вулканического сооружения также уменьшается с увеличением возраста ложа. Соответствующие количественные расчеты, основанные на данной модели, подтверждают тот факт, что среди всего объема относительно крупных вулканических сооружений доминирующее положение занимают подводные горы, сформированные за пределами гребней СОХ. Весомым, хотя и косвенным, свидетельством того, что подводные вулканические горы (по крайней мере, доминирующая их часть) сформировались именно во внутриплитной геодинамической обстановке, является их связь с тектоникой океанского ложа за пределами СОХ. Как уже упоминалось, многие из них группируются вдоль трансформных разломов, кроме того, отмечено сгущение подводных гор в областях пересечения разломов, относящихся к различным этапам кинематики лит в Тихом океане (Мирлин и др., 2021).



Рис. 7 – Глубоководная фотография участка поверхности дна размером 2.1–1.6 м во внутренней части «воронки» у  $13^{\circ}08'1$  с. ш.,  $134^{\circ}10'1$  з. д., глубина – 4700 м. (Юбко, Лыгина, 2015)

Использование современной глубоководной технологии изучения океанского ложа дало возможность не только выявить и изучить вулканические структуры океанского дна чрезвычайно малого масштаба (первые десятки метров высотой), но и обнаружить очевидные признаки гидротермальных систем далеко за пределами СОХ. Экспедиционные исследования в пределах Российского разведочного района на железомарганцевые конкреции (РРР–ЖМК) в зоне Кларион–Клиппертон Тихого океана показали здесь явные следы гидротермальной циркуляции, в настоящее время не активной (Юбко, Лыгина, 2015). В толще осадочного чехла обнаружены специфические морфоструктуры дна – воронкообразные врезы («воронки») (рисунок 7). Эти элементы представляют собой субвертикально ориентированные трубчатые каналы

диаметром от нескольких сантиметров до 0.5 м в досреднемиоценовых карбонатных отложениях, заполненные нерудными и рудными продуктами разгрузки гидротерм, последовательно сменяющими друг друга в направлении от внешних стенок каналов к их центральным частям. Помимо зональности, указанием на гидротермальную природу продуктов заполнения каналов служит практически полная аналогия их состава соответствующим образованиям, известным в классическом примере низкотемпературного гидротермального поля Холмистое Галапагосской рифтовой зоны. В случаях неполного заполнения каналов, их внутренние стенки практически всегда бронируются рудными железомарганцевыми, реже – глинистыми корками небольшой толщины (до 5 мм).

В ряде случаев в составе глинистых корок присутствует достаточно большое количество барита (до 12 % от общей массы).

Вполне очевидно, что наличие признаков проявления гидротермальной активности внутри исследованной «воронки» предполагает наличие стимулировавшего ее энергетического источника. В этом плане весьма показательным является то, что пространственно «воронка» ассоциирована с субвулканическим штоком базальтов и своей осевой частью располагается над его куполом (рисунок 8).

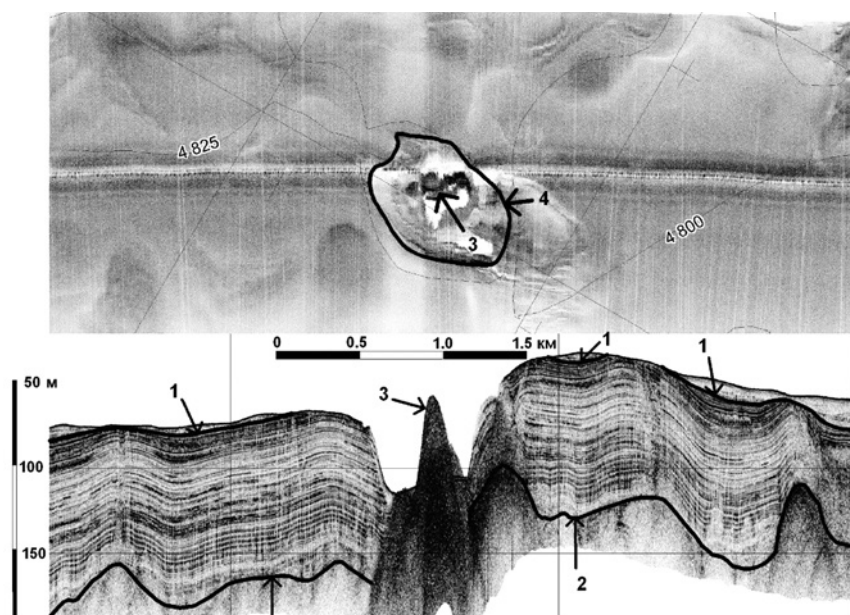


Рис. 8 – Сонограмма (вверху) и профилограмма (внизу) дна в районе субвулканического штока в «воронке» у  $13^{\circ}23'2$  с. ш.,  $133^{\circ}03'7$  з. д. Цифрами со стрелками обозначены: 1 – подошва плиоцен-плейстоценовых кремнисто-глинистых отложений; 2 – кровля фундамента – подошва среднеэоцен-раннемиоценовых карбонатных отложений; 3 – прикупольная часть субвулканического штока базальтов; 4 – внешняя граница «воронки» (Юбко, Лыгина, 2015)

Однозначным подтверждением субвулканической природы штока служит возраст слагающих его базальтов, определенный по результатам абсолютных датировок (16–18 млн лет), контрастно отличающийся от возраста коренного ложа (~40 млн лет).

По данным акустических исследований, большинство из более пятидесяти других «воронки», выявленных на площади РРР, локализованы в сходных геолого-геоморфологических условиях.

Кроме подводных вулканических гор разного ранга в пределах океанского ложа располагаются крупные поднятия, иногда называемые океанскими плато. Общим для всех поднятий является существенно увеличенная мощность коры (по сравнению с нормальной океанской), достигающая 20–25 км и более, а также присутствие в ее разрезе слоя базальтов, возникших в морских условиях. В настоящее время базальты перекрыты осадочным покровом мощностью 1–2 км у различных поднятий, но сам факт наличия экструзивных базальтов дает основание считать, что на определенном этапе истории формирования этих морфоструктур происходило взаимодействие твердой и водной природных сред, что и является условием выноса эндогенного и рудного вещества. Поднятия сходного генезиса присутствуют во всех океанах. Так, в Тихом – это поднятия Шатского, Хесса, Манихики, Онтонг-Джава, и др., в Индийском – Сейшельско-Маскаренское плато, в Атлантическом – поднятие Риу-Гранди, Китовый хребет.

### **Сравнительная оценка масштабов поступления эндогенного материала для различных типов морфоструктур**

Сам факт существования различных категорий источников поступления эндогенного материала в Мировой океан ставит вопрос относительно масштаба этого процесса для выделенных категорий и типов. Мы предприняли попытку оценки масштаба поставки глубинного вещества, опираясь на следующее допущение: объем эндогенного вещества, поступившего в определенный интервал времени, линейно связан с объемом излившихся в этот же интервал базальтовых лав. Следовательно, подсчитав объемы вулканических морфоструктур, сформировавшихся за один и тот же промежуток времени, мы получим, хотя и приблизительную, сравнительную оценку масштабов поступления эндогенного вещества. Опираясь на эти положения, мы и провели сравнения.

Обратимся вначале к сопоставлению объема экструзивных базальтов, образованных в неовулканической зоне, и базальтов внеосевых гор на гребне ВТП и ЮТП. В основу расчетов были положены данные (Gomez, Briais, 2000) (рисунок 3). Для оценки объема базальтов экструзивной зоны примем следующие параметры: мощность слоя океанской коры 2А (пиллоу-лавы) – 0.5 км; средняя скорость спрединга составляет 5.1 см/год; интервал времени, в течение которого было образовано основное количество внеосевых гор, составляет 1.5 млн лет; протяженность экструзивной зоны в интервале  $14^{\circ}30' N - 55^{\circ}20' S \approx 5115$  км. При данной скорости спрединга за указанный интервал сформируется полоса океанской коры шириной 153 км. Объем базальтов экструзивной зоны  $0.5 \times 153 \times 5115 = 391\,298$  км<sup>3</sup>.

Для расчета объема внеосевых гор, выделенных по альтиметрическим данным, примем их высоту равной 0.3 км, угол склона – 5°. При таких параметрах



объем одной горы =  $3.69 \text{ км}^3$ . Учитывая общее количество выделенных гор, получаем  $203 \times 3.69^3 = 749.07 \text{ км}^3$ , при этом соотношение между объемом базальтов экструзивной зоны и базальтами внеосевых гор –  $391298 \text{ км}^3 / 749 \text{ км}^3 = 522.4$ .

Картина заметно меняется, если опираться также на результаты относительно крупномасштабной эхолотной съемки, проведенной в полосе  $15^\circ\text{--}19^\circ \text{ S}$  к западу от гребня ВТП в пределах полосы шириной около 120 км. В этом интервале выявлено 303 горы, протяженность гребня СОХ составляет 500.4 км. Сопоставим количество гор на один км длины гребня СОХ в первом и втором случае. В первом случае оно равно  $203/5115 \text{ км} \approx 0.04 \text{ горы/км}$ . Будем считать, что к востоку от оси ВТП располагается столько же гор, сколько и к западу, т. е. всего  $303 \times 2 = 606 \text{ гор}$ . Плотность гор на единицу длины во втором случае составляет  $606/500.4 \text{ км} \approx 1.2 \text{ горы/км}$ . Это означает, что благодаря съемке с более высокой разрешающей способностью, было выявлено в  $1.2/0.04 = 30$  раз больше внеосевых гор на единицу длины гребня СОХ. Увеличим теперь общее количество гор в интервале  $14^\circ 30' \text{ N} - 55^\circ 20' \text{ S}$  именно в 30 раз, в этом случае их суммарный объем составит  $203 \times 30 \times 3.69 \text{ км}^3 = 22472 \text{ км}^3$ . При этом соотношение объемов базальтов экструзивной зоны и базальтов внеосевых гор –  $391298 \text{ км}^3 / 22472 \text{ км}^3 = 17.4$ .

Как было указано выше, внеосевые подводные вулканы в пределах зоны аккреции продолжают свой рост по мере движения плит в сторону от неовулканической зоны в течение  $\approx 6$  млн лет. Это означает, что их суммарный вклад в поставку эндогенного вещества на границах раздвига плит на самом деле существенно выше, чем сделанные нами оценки. Кроме того, можно с большой долей вероятности предполагать, что кроме вулканических гор высотой в сотни метров, выделяемых при батиметрических съемках с обычными эхолотами, существуют также многочисленные внеосевые вулканические холмы и штоки, которые могут быть закартированы лишь с помощью придонной техники высокого разрешения. Соответственно, они вносят свой дополнительный вклад в поставку глубинного материала, к сожалению, оценить его количественно не представляется возможным. Мы лишь можем предположить, что масштаб выноса эндогенного материала внеосевых гор лишь немногим уступает масштабу поступления эндогенного материала в неовулканической зоне, либо вообще не уступает ему.

Далее мы сопоставили вклад поступления эндогенного материала, обусловленного вулканизмом экструзивной зоны и внутриплитным вулканизмом подводных зон для Тихого океана в целом. Площадь океана составляет около 145 млн  $\text{км}^2$ , при мощности слоя  $2A = 0.5 \text{ км}$ , общий объем экструзивного вулканизма составляет  $175 \text{ млн км} \times 0.5 \text{ км} \approx 73 \text{ млн км}^3$ . Всего в океане, по данным спутниковой альтиметрии, выделено около 75 000 крупных подводных гор. Поскольку форма многих гор достаточно сложная, для каждой из них были определены контур основания, относительная высота, площадь и, наконец, объем. Суммарный объем всех гор составляет  $9 \text{ млн км}^3$ , соответственно, соотношение объемов вулканизма разных источников составляет  $73 \text{ млн км}^3 / 9 \text{ млн км}^3 = 8.1$ ; это при том, что при расчетах не учитывался объем вулканизма малых гор, а также крупных поднятий типа поднятия Шатского. Не исключено, что в случае учета этих факторов, цифры могут быть сопоставимыми.

## Заключение

Основные результаты исследования заключаются в следующих положениях:

- В Мировом океане отчетливо выделяются две категории глобальных морфо-структур, принципиально различных по геодинамическому положению, с которыми связано поступление эндогенного вещества. Их формирование сопровождалось экстрезивным базальтоидным магматизмом и, соответственно, взаимодействием различных природных сред: твердой и водной, что происходило с выносом эндогенного и, вероятно, рудного вещества. Первая категория таких источников эндогенного вещества генетически связана с аккрецией океанской земной коры на границах раздвига плит, вторая обусловлена исключительно внутриплитными вулcano-тектоническими процессами за пределами этих границ.

- Аккреция верхнего слоя океанской коры в океанских рифтах осуществляется не только за счет излияний базальтовых лав в пределах неовулканической (экстрезивной) зоны, но и вследствие излияний базальтов за пределами этой зоны в виде построек центрального типа. Это приводит к формированию подводных гор за пределами неовулканической зоны – «внеосевых» подводных гор. Таким образом, вынос эндогенного вещества в рифтах происходит не только в неовулканической зоне, но и в зоне формирования внеосевых гор по обе стороны от нее. Этот процесс наиболее ярко проявлен в океанских рифтах с высокими скоростями спрединга.

- Сравнительные оценки масштабов поступления эндогенного вещества, обусловленные базальтовым магматизмом экстрезивной зоны и магматизмом центрального типа за ее пределами в Тихом океане, показывают, что эти масштабы могут незначительно отличаться, либо быть близкими. При всей условности проведенных оценок они имеют значение для понимания того факта, что генераторами эндогенного и рудного вещества в Мировой океан являются морфо-структуры различного геодинамического положения и генезиса, а не только экстрезивные зоны океанских рифтов.

Существование различных природных генераторов эндогенного и рудного вещества в Мировом океане ставит ряд дополнительных вопросов о путях миграции и локализации этого вещества. Совокупным итогом всех этих процессов является формирование железомарганцевых конкреций и кобальтоносных марганцевых корок – основных двух типов железомарганцевых образований Мирового океана. Очевидно, что решение этих вопросов принципиально важно для выяснения природы данных полезных ископаемых, но кроме теоретического, оно имеет также и прикладное значение для оценки общего ресурсного потенциала.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке государственных НИР ГГМ РАН «Цифровая платформа интеграции и анализа геологических и музейных данных».

### Список литературы

1. *Вернадский В. И.* Научная мысль как планетное явление М.: Наука, 1988. 271 с.
2. *Жулева Е. В.* Пространственно-возрастные характеристики процесса формирования вулканических гор ложа океана // Вестник КРАУНЦ. Серия Наук о Земле. 2006. № 1. С. 115–120.
3. *Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермы и руды на дне океана. Металлогения современных и древних океанов. М.: НТК «Геоэксперт», 1992. С. 14–39.
4. *Лыгина Т. И.* Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
5. *Лыгина Т. И., Глазырина Н. В., Глазырин Е. А.* Результаты изучения магматических пород одного из участков зоны Кларион–Клиппертон (Тихий океан) // Материалы XXII Международной научной конференции (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Москва, 20–24 ноября, 2017 г. М.: ИО РАН, 2017. Т. 2. С. 349–353.
6. *Мирлин Е. Г., Лыгина Т. И., Чесалова Е. И.* Внутриплитная вулканотектоническая активность в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской литосферной плиты в связи с изменением ее относительного движения // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 4. С. 102–127.
7. *Мирлин Е. Г., Миронов Ю. В.* Взаимодействие геосфер – основа жизни нашей планеты // Природа. 2013. № 3. С. 42–49.
8. *Мирлин Е. Г., Миронов Ю. В., Родкин М. В., Чесалова Е. И.* Внутриплитные подводные горы северо-западного сектора Тихого океана // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 290–300.
9. *Мирлин Е. Г., Углов Б. Д.* Новые данные о структурной геометрии линеаментов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С. 70–73.
10. *Смирнов В. И.* О металлогении океана // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 3–13.
11. *Юбко В. М., Лыгина Т. И.* Внутриплитные вулcano-гидротермальные системы зоны Кларион–Клиппертон Тихого океана // Доклады РАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.
12. *Clouard V., Bonneville A.* Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate // Geological Society of America. Special Paper. 2005. Vol. 388. P. 71–90.
13. *Cormier M.-H., Ryan W. B. F., Shah A. K., Jin W.* Waxing and waning volcanism along the East Pacific Rise on a millennium time scale // Geology. 2003. P. 634–636.
14. *Gomez O., Briaies A.* Near-axis seamount distribution and its relationship with the segmentation of the East Pacific Rise and northern Pacific Antarctic Ridge, 17° N–56° S // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 175. P. 233–246.
15. *Hubb C. L.* Initial discoveries of fish faunas on seamounts and offshore banks in the eastern Pacific // Pacific Science. 1959. Vol. 13. P. 311–316.
16. *Kerr A. C.* Oceanic plateaus // Cardiff University Press. 2013. P. 23–32.
17. *Kim S.-S., Wessel P.* New global seamount census from altimetry-derived gravity data // Geophysical Journal International. 2011. Vol. 186. No. 2. P. 615–631.
18. *Kitchingman A., Lai S., Morato T., Pauly D.* How many seamounts are there and where are they located? // Seamounts: Ecology, Fisheries and Conservation. 2008. P. 26–40.
19. *Manea M., Manea V. C., Kostoglodov V., Guzman-Speziale M.* Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec ridge // Geophysical International. 2005. Vol. 44. No. 2. P. 157–168.

20. *Scheirer D. S., Forsyth D. W., Cormier M-H., Macdonald K. C.* Shipboard Geophysical Indications of Asymmetry and Melt Production Beneath the East Pacific Rise Near the MELT // *Experiment. Science.* 1998. Vol. 280. P. 1221–1224.
21. *Smith D., Cann J.* Building the crust at The Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1993. Vol. 365. P. 707–715.
22. *Smith W. H. F., Sandwell D. T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science.* 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.
23. *Standish J. J., Sims K. W. W.* Young off-axis volcanism along the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge // *Nature.* 2012. Vol. 5. No. 7. P. 433–515.
24. *Stocks K., Roweden A., Clark M.* Cen Seam: a Global Census of Marine Life on Seamounts // *National Institute of Water and Atmospheric Research.* 2004. Vol. 12. P. 2.
25. *Watts A. B., Burov E. B.* Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. Vol. 213. P. 113–131.
26. *Wessel P.* Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. P. 19431–19441.

Статья поступила в редакцию 23.03.2023, одобрена к печати 13.06.2023.

**Для цитирования:** Мирлин Е. Г., Чесалова Е. И. Источники поступления эндогенного и рудного вещества в Мировом океане: морфотектоника, геодинамика, масштаб // *Океанологические исследования.* 2023. № 51 (4). С. 13–34. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51\(4\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(4).2).

## SOURCES OF ENDOGENOUS AND ORE MATERIAL IN WORLD OCEAN: MORPHOTECTONICS, GEODYNAMICS, SCALE

E. G. Mirlin, E. I. Chesalova

*Vernadsky state geological museum of Russian Academy of Sciences,  
11, Mokhovaya, Moscow, 125009, Russia,  
e-mail: egmmir@gmail.com*

The basis of the work is the postulate of V. I. Smirnov that the metallogeny of the ocean is determined by basaltoid magmatism. The morphotectonics and geodynamic position of the structures of the World Ocean, the evolution of which was accompanied by the outpouring of basalt lavas to the bottom and their interaction with ocean water and ocean biota, were characterized by the analysis of multi-scale geological and geophysical data. Two categories of global morphostructures are identified as potential sources of endogenic and ore matter: the first are genetically related to the accretion of the lithosphere at the boundaries of plate separation, the second – with intraplate volcanic-tectonic processes. Comparative estimates of the scale of the substance intake for the two categories have been carried out and it is shown that they may differ slightly or be close.

**Keywords:** basaltoid magmatism, ore matter, spreading, intraplate processes, seamounts, altimetry, deep-water device

**Acknowledgements:** the work was carried out with the financial support of the State Research Institute of the Russian Academy of Sciences «Digital platform for integration and analysis of geological and museum data».

### References

1. Clouard V. and A. Bonneville, 2005: Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate. *Geological Society of America. Special Paper*, **388**, 71–90.
2. Cormier, M.-H., W. B. F. Ryan, A. K. Shah, and W. Jin, 2003: Waxing and waning volcanism along the East Pacific Rise on a millennium time scale. *Geology*, 634–636.
3. Gomez, O. and A. Briaies, 2000: Near-axis seamount distribution and its relationship with the segmentation of the East Pacific Rise and northern Pacific Antarctic Ridge, 17° N–56° S. *Earth and Planetary Science Letters*, **175**, 233–246.
4. Hubb, C. L., 1959: Initial discoveries of fish faunas on seamounts and offshore banks in the eastern Pacific. *Pacific Science*, **13**, 311–316.
5. Kerr, A. C., 2013: Oceanic plateaus. *Cardiff University Press*, 23–32.
6. Kim S.-S. and P. Wessel, 2011: New global seamount census from altimetry-derived gravity data. *Geophysical Journal International*, **186** (2), 615–631.
7. Kitchingman A., S. Lai, T. Morato, and D. Pauly, 2008: How many seamounts are there and where are they located? *Seamounts: Ecology, Fisheries and Conservation*, 26–40.
8. Lisitsyn, A. P., Yu. A. Bogdanov, and E. G. Gurvich, 1992: *Gidrotermiya i rudny na dne okeana. Metallogeniya blizhayshikh i blizhayshikh okeanov*. Moscow, NTK “Geoekspert”, 14–39.
9. Lygina, T. I., 2010: Vnutriplitnaya vulkanicheskaya i gidrotermal'naya aktivnost' v okeane – novyye fakty. *Priroda*, **5**, 36–45.

10. Lygina, T. I., N. V. Glazyrina, and E. A. Glazyrin, 2017: Rezul'taty izucheniya magmatischeskikh porod odnogo uchastka zony Klarion–Klipperton (Tikhiy okean). *Materialy KHKHII mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (shkoly) po morskoy geologii "Geologiya morey i okeanov"*. Moskva, 20–24 noyabrya, 2017 g. Moscow, IO RAN, **2**, 349–353.
11. Mirlin, E. G., T. I. Lygina, and E. I. Chesalova, 2021: Vnutriplitnaya vulkanotektonicheskaya aktivnost' v severo-vostochnom i yujnom sektorah Tihookeanskoj litosfernoj plity v svyazi s izmeneniyem yeyo odnositel'nogo dvizheniya (Intraplate volcanotectonic activity in the north-eastern and southern sectors of the Pacific lithospheric plate due to changes in its relative motion), *Journal of Oceanological Research*, **49** (4), 102–127.
12. Mirlin, E. G. and Yu. V. Mironov, 2013: Vzaimodeystviye geosfery – osnova zhizni nashey planety. *Priroda*, **3**, 42–49.
13. Mirlin, E. G., Yu. V. Mironov, M. V. Rodkin, and E. I. Chesalova, 2018: Vnutriplitnye podvodnye gory severo-zapadnogo sektora Tikhogo okeana. *Oceanology*, **58** (2), 290–300.
14. Mirlin, E. G. and B. D. Uglov, 2007: Novye dannye o strukturnoy geometrii lineamentov v zapadnom rayone Tikhogo i yugo-vostochnogo poyasov Indiyaskogo okeana. *Doklady Akademii nauk*, **414** (1), 70–73.
15. Manea, M., V. C. Manea, V. Kostoglodov, and M. Guzman-Speziale, 2005: Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec ridge. *Geophysical International*, **44** (2), 157–168.
16. Scheirer, D. S., D. W. Forsyth, M-H. Cormier, and K. C. Macdonald, 1998: Shipboard Geophysical Indications of Asymmetry and Melt Production Beneath the East Pacific Rise Near the MELT. *Experiment. Science*, **280**, 1221–1224.
17. Smirnov, V. I., 1975: O metallogenii okeana. *Geologiya rudnykh mestrozhdeniy*, **1**, 3–13.
18. Smith, D. and J. Cann, 1993: Building the crust at The Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **365**, 707–715.
19. Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell, 1997: Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depeh soundings. *Science*, **277**, 1957–1962.
20. Standish, J. J. and K. W. W. Sims, 2012: Young off-axis volcanism along the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. *Nature*, **5** (7), 433–515.
21. Stocks, K. A., Roweden, and M. Clark, 2004: Cen Seam: a Global Census of Marine Life on Seamounts. *National Institute of Water and Atmospheric Research*, **12**, 2.
22. Vernadsky, V. I., 1988: *Nauchnaya mysl' kak planetarnoye yavleniye*. Moscow, Nauka, 271 p.
23. Watts, A. B. and E. B. Burov, 2003: Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 113–131.
24. Wessel, P., 2001: Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry. *J. Geophys. Res.*, **106**, 19431–19441.
25. Yubko, V. M. and T. I. Lygina, 2015: Vnutriplitnyye vulkano-gidrotermal'nye zony Klarion–Klipperton Tikhogo okeana. *Doklady RAN*, 462, **4**, 452–455.
26. Zhuleva, E. V., 2006: Prostranstvenno-vozzrastnye kharakteristiki protsessov formirovaniya vulkanicheskikh gor lozha okeana. *Vestnik KRAUNTS, Seriya Nauk o Zemle*, **1**, 115–120.

Submitted 23.03.2023, accepted 13.06.2023.

**For citation:** Mirlin, E. G. and E. I. Chesalova, 2023: Sources of endogenous and ore material in World Ocean: morphotectonics, geodynamics, scale. *Journal of Oceanological Research*, **51** (4), 13–34, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51\(4\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(4).2).