

Е.Ф. Шнюков<sup>1</sup>, Ад.А. Алиев<sup>2</sup>, Р.Р. Рахманов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев

<sup>2</sup> Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку

## **ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИЗЕМНОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ: СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ**

---

*Рассмотрены ареалы развития, количественное распределение, морфометрия грязевых вулканов Средиземного, Черного и Каспийского морей, время их заложения, источники твердых выносов, глубины залегания очагов и корней вулканов. Присутствие мантийных флюидов и включений в продуктах деятельности грязевых вулканов объяснено их выносом по разломам, секущим осадочную толщу в регионах с океанической или субокеанической корой, где из-за утонённой мощности консолидированной коры роль активизации верхней мантии существенна.*

*Ключевые слова:* грязевой вулканизм, источники твердых выбросов, очаги, корни, мантийные включения.

### **Введение**

Грязевые вулканы Средиземного, Черного и Каспийского морей распространены в ареале древнего океана Тетис и Альпийско-Кавказского сегмента западной половины Средиземноморского подвижного пояса. Указанный регион развития грязевого вулканизма прошел сложный этап развития. По заключению подавляющего большинства исследователей, в позднем триасе произошел распад сверхгигантского континента Пангеи на два континента — Лавразию на севере и Гондвану на юге. Отмеченные события были связаны с циклическими изменениями уровня морей в связи с подъемом или опусканием отдельных блоков земной коры Средиземного, Черного и Каспийского морей, а также окружающих микроплит, испытывавших горизонтально сжимающиеся тектонические силы различных направлений, обусловленные неравномерным погружением, обрамляющих их с юга и севера, соответственно, Африкано-Аравийской плиты под Евразийскую плиту. Все это отразилось на условиях формирования и развития грязевых вулканов в пределах Средиземного, Черного и Каспийского морей, на их количестве, морфологии и активизации деятельности.

© Е.Ф. ШНЮКОВ, АД.А. АЛИЕВ, Р.Р. РАХМАНОВ, 2017

## **Цель исследования**

Временной интервал истории изученности грязевых вулканов развитых в Средиземном, Черном и Каспийском морях существенно различается. Поэтому история исследования грязевых вулканов Южного Каспия охватывает период более полутора века, в Средиземноморье ее начало приходится на конец 1970-х годов, а в Черном море – на 1989 год.

По последним сведениям, на нашей планете свыше 1400 морских грязевых вулканов (на суше их количество составляет более 1100) [2]. Литература, посвященная различным вопросам грязевого вулканизма в настоящее время насчитывает более тысячи наименований.

На основе сравнительного анализа накопленных материалов по основным показателям грязевых вулканов, можно наметить общие и отличительные черты грязевого вулканизма рассматриваемого региона, тем самым более объективно установить роль тех или иных факторов в их формировании и развитии, тесно связанных с тектоническими процессами и геофлюидодинамикой. Такое сравнение частично было выполнено в отношении вулканов Средиземного и Черного морей [26], а также Каспийского и Черного морей [3].

Многолетние исследования грязевых вулканов в классической области развития этого уникального явления природы, каким является территория Восточного Азербайджана, акватории Южного Каспия и Черного моря, с привлечением литературных источников по Средиземноморью, позволили выяснить основные вопросы грязевого вулканизма – их количество, морфометрию, размещение, глубины заложения и источники продуктов извержения вулканов. Эти фактические данные послужили базисной основой для последующих исследований тектонической позиции и строения областей развития грязевого вулканизма, его связи с геодинамическими и геохимическими процессами, полезными ископаемыми, а также генезис и механизм самого процесса.

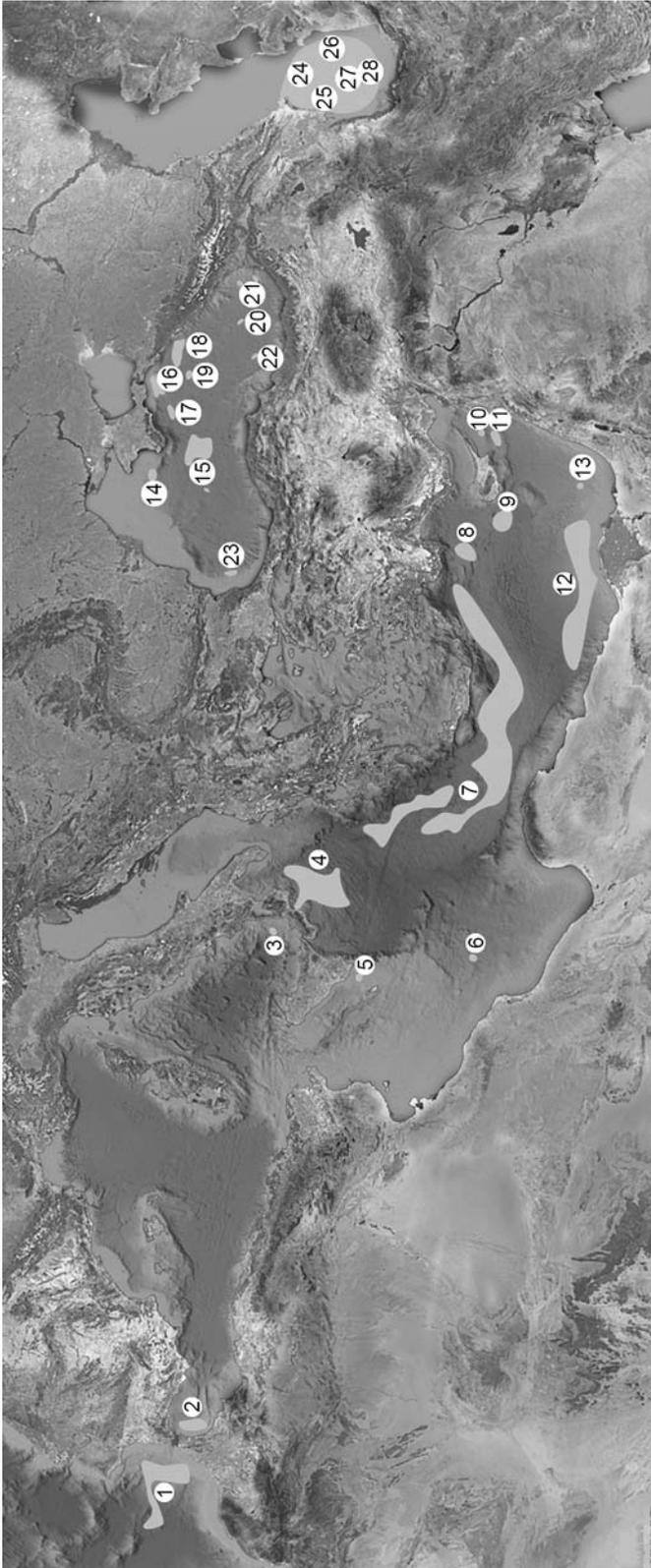
## **Геологический обзор ареалов развития грязевых вулканов**

Явление грязевого вулканизма в Альпийско-Кавказском сегменте Средиземноморского подвижного пояса, наряду с сушей, широко распространено и в Средиземном, Черном и Каспийском морях (рис. 1).

**Средиземное море** геоморфологически расчленяется на Западный, Центральный и Восточный бассейны, включающие глубоководные котловины – Алжирско-Прованскую, Тирренскую, Ионическую и Левантийскую, разобщенные подводными поперечными поднятиями (Сардино-Корсиканским, Африканско-Сицилийским и Критско-Киренаикским).

Западный бассейн объединяет впадины Альборанского, Балеарского, Лигурийского и Тирренского морей. Кадисский залив, географически относящийся к Атлантическому океану, по геологическому развитию неразрывно связан с Средиземноморьем. И не случайно, что исследователи его рассматривают в ранге самого западного элемента Средиземноморья. Все названные впадины образованы в миоцен-плиоценовое время в результате континентального рифтинга или же уплотнения земной коры и её проседания. Осадочная толща подстилается океанической корой.

В Западно-Средиземноморском бассейне грязевой вулканизм развит в заливе Кадис, Альборанском и Тирренском морях, на шельфе между Сицилией и Ту-



**Рис. 1.** Ареалы распространения грязевых вулканов в Средиземном, Черном и Каспийском морях. Области развития грязевых вулканов: 1 – залив Кадис, 2 – Альборанское море, 3 – Тирренское море, 4 – Калабрийская дуга, 5 – плато Мальта, 6 – Сицилийско-Мальтийский уступ, 7 – Средиземноморский вал, 8 – Анаксимандрские подводные горы, 9 – подножие Флоренс, 10 – Лагакийская впадина, 11 – Кипрская впадина, 12 – подводный конус выноса р. Нил, 13 – Левангийская впадина, 14 – Северо-западный шельф Черного моря, 15 – Западно-Черноморская впадина, 16 – Керченско-Таманский прогиб, 17 – Прогиб Сорокина, 18 – Туапсинский прогиб, 19 – Вал Шатского, 20 – Восточно-Черноморская впадина, 21 – Гурийский прогиб, 22 – Синопский прогиб, 23 – Нижнекамчийский прогиб, 24 – Абшероно-Прибалханский прогиб, 25 – Бакинский архипелаг, 26 – Туркменская терраса, 27 – глубоководная зона Южного Каспия, 28 – Приэльбрусский прогиб

нисом (Сицилийско-Мальтийский уступ). Кадисский залив и западная часть Альборанского моря относятся к составным элементам Гибралтарской дуги, а Тирренское море – Калабрийской дуги. Сицилийско-Мальтийский уступ соответствует Пелагийской платформе.

На фундаменте *залива Кадис*, представленного палеозойскими метаморфическими породами, залегает сильно деформированный преолистростромовый клиновидный комплекс среднего (лангий-серравалий) миоцена, сложенный глинами с прослоями известняков в средней части. На них надвинут олистростромовый комплекс низов верхнего (тортон) миоцена, содержащий породы триасового, мелового, палеогенового и неогенового возраста, внедренные в глинистые отложения верхнего миоцена [31]. Аккреционный комплекс, характеризующийся неоднородным составом, занимает центральную часть Кадисского залива и является самой мощной осадочной толщей, местами превышающей 2 км. Комплекс образован в позднеортонское время в результате гравитационного оползневого перемещения и надвигания пород, а также процессами субдукции, протекающими под Гибралтаром [51]. Общая мощность осадочных пород в пределах залива превышает 5 км.

Фундамент *Альборанского моря* сложен метаморфизованными породами палеозоя, мезозоя и палеогена, сходными с породами внутренней зоны Беттики и Рифа. На фундаменте бассейна залегают ранне- и среднемиоценовые глинистые сланцы и толща олистростромов. Наибольшей мощности (7–9 км) осадочный чехол достигает в самой глубокой раннемиоценовой впадине Западного Альборана [44].

В *Тирренском море* мощность осадочного заполнения, состоящего из тортон-мессинских образований, составляет 5 км. Здесь развиты также мощные толщи плейстоценовых турбидитов, образующих конусы выноса [22].

В пределах *Сицилийско-Мальтийского уступа*, над фундаментом Пелагийской платформы, залегает мощная (более 10 км) толща мезо-кайнозойских отложений [23], сложенная карбонатными породами с вулканическими внедрениями, перекрытыми плио-плейстоценовыми пелагическими и гемипелагическими образованиями [34].

Центрально-Средиземноморский бассейн включает Центральную котловину и впадины Адриатического и Ионического морей. В Ионическом море грязевые вулканы связаны с аккреционным комплексом и впадиной Спартивенто-Кратоне *Калабрийской дуги*. Впадина заполнена относительно маломощными плиоцен-четвертичными отложениями, перекрывающими миоценовые и древние породы. По сейсмическим данным глубина залегания основания аккреционного клина увеличивается с 10 км в центральной части Калабрийской дуги до 20 км в впадине Спартивенто-Кратоне [40].

В Восточно-Средиземноморском бассейне, значительная часть которого является реликтом Мезотетиса, располагаются впадины Леванта и Эгейского моря, Средиземноморский вал (хребет), подводные горы Анаксимандра и поднятие Эратосфена. Здесь палеозойские и более древние породы, а также триасовые образования изучены в обрамлении бассейна.

В Восточном Средиземноморье грязевые вулканы приурочены к Средиземноморскому валу, входящему в состав Эллинской зоны субдукции, внешней невулканической зоне Кипрской дуги, включающей подводные горы Анаксимандра, поднятие Флоренс, впадины Латакия и Кипр, а также зоне перикратонных

опусканий – пассивной континентальной окраине (подводный конус выноса р. Нил, впадина Леванта).

*Средиземноморский вал* сложен неоген-четвертичными образованиями, залегающими на мобильной Африканской плите. Разрез представлен плиоцен-четвертичными отложениями мощностью до 2 км (в юго-восточной части вала), мессинскими (верхний миоцен) эвапоритами мощностью 1 км (внешний борт вала), толщей домессинского неогена (1 км), палеогена (3 км), мела – апта и моложе (до 1 км) и доаптского мезозоя (до 1 км) [11]. Общая мощность аккрецированных осадков не меньше 8 км. Грязевые вулканы располагаются в сводовой части Средиземноморского вала. Мощные (1 км) пластичные соляные пласты выявлены на внешнем фланге вала, где вулканов нет.

В пределах *Анаксимандрских гор* аккреционная призма и мессинские эвапориты отсутствуют, и плиоценовые отложения залегают на эродированную поверхность домессинского комплекса [11]. А в поднятии Флоренс, Латакийской и Кипрской впадинах плиоценовые слои подстилаются мессинскими эвапоритами [49].

Шельфовая зона Египта, соответствует конусу выноса р. Нил, где осадочная толща мощностью свыше 13 км, сложена преимущественно терригенными осадками, накопленными в позднем миоцене [32]. Большинство грязевулканических конусов на шельфе Египта находится на участках, где соляные пласты отсутствуют или же их мощности незначительны (рис. 2).

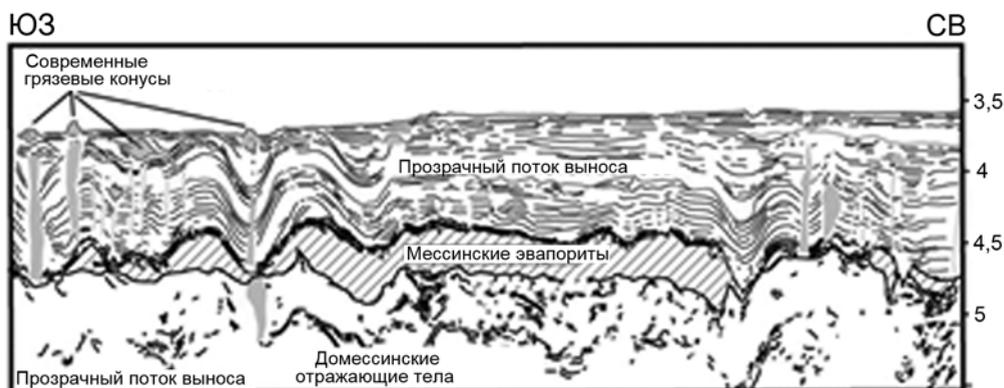


Рис. 2. Распределение грязевых вулканов по сейсмическим данным [29]

В восточной части Левантийской впадины нижний осадочный комплекс представлен терригенными обломочными породами, карбонатами и эвапоритами пермско-раннеюрского возраста. Выше они перекрыты полого залегающими отложениями мезо-кайнозойского возраста. Олигоцен-миоценовые отложения сложены в основном глинами и сланцами. В верхней части миоцена залегают толща (1–2 км) мессинских эвапоритов. Плиоцен-плейстоценовые отложения, в составе которых преобладают глинистые осадки, достигают максимальной мощности (1,6 км) в восточной части впадины. Мощность осадочного чехла, сформированного благодаря интенсивному сносу осадков из дельты Нила, составляет 10–12 км [35].

Дно **Черноморского бассейна**, очерченное изобатой 2000 м, со всех сторон ограничено крутым континентальным склоном. Черноморская впадина характеризуется сокращённой мощностью земной коры (18–25 км), наличием осадочно-

го слоя (до 19 км) и тонким (4–5 км) «базальтовым» слоем, поэтому она отождествляется с корой океанического типа [15]. Впадина расчленена Центральноморским поднятием (в рельефе дна выражена вытянутыми в северо-западном направлении подводными хребтами Андрусова и Архангельского с континентальной корой) на две котловины. Считается, что обе впадины образованы в условиях задугового рифтинга, вызванного субдукцией коры мезозойского океана Неотетис под Понтийскую магматическую дугу [15]. В их пределах, а также краевых прогибах Сорокина и Туапсинского, наибольшее развитие получили отложения майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), повсеместно представленные толщей глин мощностью 5–6 км.

**Южнокаспийская впадина** считается реликтом задугового бассейна, зародившегося вследствие спрединга в тылу Малокавказской островной дуги, или же ее образование объясняется рифтогенезом [6]. Здесь установлен океанический тип земной коры, сложенный осадочной толщей (15–25 км) мезокайнозой и «базальтовым» слоем (10–15 км). По данным выбросов грязевых вулканов, палеоген-миоценовые отложения мощностью более 10 км представлены терригенно-карбонатными породами, с преобладанием глин. Широким распространением характеризуются отложения продуктивной (красноцветной) толщи, сложенные чередующимися пластами песков, песчаников, алевролитов и глин, мощностью до 4,5–5,0 км, а в депоцентре – 7,5–8,5 км. Четвертичные отложения представлены чередованием глин, песков, песчаников, известняков, ракушняков, местами пластов конгломератов, общей мощностью 2–3 км.

### **Количественные и морфометрические характеристики грязевых вулканов**

В **Западном Средиземноморье** – в заливе *Кадис* и прилегающей акватории грязевые вулканы охватывают относительно мелководные Марокканскую (0,5–1,5 км) и Испанскую (0,9–1,2 км), а также глубоководную (3–4 км) Португальскую части одноименных континентальных окраин [39]. Здесь зафиксирован 61 грязевой вулкан. Вулканы в виде полукруглых возвышенностей или же куполов сгруппированы в следующих зонах: Гвадалкививирская (высота вулканов 52–255 м, размер основания 0,9x0,8 – 2,1x1,5 км, Тасио (соответственно 75–190 м, 0,9x0,85 – 2,6x1,8 км), Аль-Аррашская (141–255 м, 2,45x1,82 – 5,4x4,3 км) и Португальская (70–150 м, 1,5x2,5 – 2,1x1,5 км).

На дне *Альборанского моря* выделяется несколько внутренних впадин и подводных хребтов. Грязевые вулканы приурочены к наиболее погруженной западной впадине. Здесь на глубинах 246–1013 м, выявлены десять грязевых вулканов высотой 23–185 м, диаметром основания 284–1634 м, покрытые пелагическими осадками толщиной 1,5 м [46].

В пределах **Центрального Средиземноморья** грязевые вулканы выявлены в оффшорной зоне региона *Калабрия* Италии на глубине 1650–2300 м [40; 19; 36]. Здесь достоверно установлено 6 грязевых вулканов. Наличие еще 48 вулканов предполагается. В результате грязевулканической деятельности на морском дне образовались различные формы экструзии – сдвоенные грязевые конусы, высотой 140 м и шириной 1,5 км, плоские покровы, высотой 350 м, основанием 9x7 км и кальдеры размером около 3 км в поперечнике, окруженные валом высотой 50 м [40].

В юго-восточной части *Тирренского моря*, на глубине 600 м расположен подводный хребет Паола. Хребет возвышается над морским ложем на 200 м и состоит из округлых (радиусом порядка 5 км), а также протяженных диапировых гряд. На вершине одного из диапиров выявлено два грязевых вулкана. [22]. К северу от них установлен еще один грязевулканический очаг [42].

В 16 км от южного побережья о-ва Сицилия – на *плато Мальта* на глубинах 70–170 м установлено несколько плоских хребтов, к которым приурочены грязевулканические проявления – отдельные купола шириной 50–200 м и высотой до 5 м над поверхностью морского дна [23, 43].

**В Восточном Средиземноморье** на глубинах 1200–3000 м выявлены многочисленные грязевулканические построения.

Грязевой вулканизм широко развит в *Средиземноморском валу* – районы Кефалония, Кобблстоун, далее на востоке – районы Меди, Пан ди Цуккери, Ботете-Бопре, Прометей-2, Олимпи, Поднятие ООН. В Кобблстоун и Поднятии ООН выявлены и погребенные вулканы, перекрытые гемипелагическими осадками толщиной 5–50 м. Общее количество грязевых вулканов на Средиземноморском хребте – 215 [41]. Зона их проявления, наподобие локальных складок, образует пояса, протяженностью несколько сот километров. Грязевые вулканы представлены преимущественно в виде конусовидных построек с диаметром основания 2–4,5 км, высотой до 120 м и диаметром кратера 100–300 м. Другие крупные (высотой 200 м) и сложно построенные вулканы имеют неправильную, иногда несколько вытянутую в плане форму с диаметром по длинной оси 5–10 км. Существуют обширные зоны, интродуцированные многочисленными жерлами грязевых вулканов. Продукты излияния покрывают огромные площади (140 км<sup>2</sup> на вулкане Геленджик).

В прибрежной части юго-западной Турции – в горах Анаксимена и Анаксогора, входящих в состав подводных *Анаксимандрских гор*, на глубинах 1315–2025 м установлено 7 вулканов высотой 50 м и диаметром основания 1750 м. К северу и северо-западу от Амстердамского вулкана на глубине 1300 м, на площади 15x15 км обнаружено более 25 изолированных куполов в диаметре 0,3–1,0 км и высотой 200–500 м [30, 38].

Вулканы, расположенные к западу от о-ва Кипр в районе *поднятия Флоренс*, характеризуются сглаженными, плоскими коническими формами [49].

Восточнее от Кипра грязевые вулканы приурочены к *Латакийской* и *Кипрской впадинам* и имеют максимальную высоту 100 м, при ширине основания – 4 км [24].

На шельфе Египта, в пределах верхнего склона центральной части глубоководного конуса выноса р. Нил, на глубинах соответственно 500–1400 (на востоке), 1600–1800 м (в центральной части) и 2500–3000 м (на западе) выявлены три района развития грязевого вулканизма, включающих соответственно 8, 2 и более 150 грязевых вулканов [29, 25]. Они отличаются основанием в диаметре более 5 км. Наиболее крупные грязевые вулканы образуют плоские, конусовидные и куполообразные возвышенности высотой 10–90 м и основанием в диаметре 0,1–5,0 км.

В *Левантийской впадине* грязевой вулкан на глубине 1200 м возвышается на 120 м над морским дном при ширине 1,5 км [35, 24].

На **Черном море**, на материковых склонах вблизи берегов Болгарии, Украины, России, Грузии и Турции установлено около 70 грязевых вулканов. Наиболее крупные конусовидные вулканы расположены в *Западно-Черноморской впадине*, на глубине 1985–2100 м и возвышаются на 80–110 м, размером осно-

вания до 2,5 x 4,0 км. Грязевые вулканы, установленные в северо-западной шельфовой зоне Черного моря – на юго-западе в *Нижнекамчийском прогибе*, к юго-востоку от Крымского п-ова на южном борту *прогиба Сорокина*, в *Туапсинском прогибе* и на погребенном *валу Шатского и Гурийском прогибе*, на шельфе и континентальном склоне у берегов Турции – в *Синопском прогибе*, характеризуются в основном сравнительно малыми размерами (диаметром 0,2–2,5 км, или же основанием 0,3x2,5 – 1x1 км) и небольшой высотой (8 – 80 м). Отмечены также их погребенные разновидности [15].

В **Южном Каспии** грязевые вулканы сосредоточены в тектонических зонах [1]. Общее число их превышает 190.

В *Абшероно-Прибалханском прогибе*, на площадях Гюнешли, Чираг и Кяпаз грязевулканическая брекчия одноименных вулканов, зафиксированных на глубинах 200–350 м, занимает площадь 1,8x1,3, 2,9x2,0 км и 2,9x1,5 км соответственно, высотой 20–25 м над дном моря. Центр эрупции грязевого вулкана Шах-Дениз представляет собой крупную кальдеру обрушения размером 10–15 км<sup>2</sup>. На поднятиях Нефт Дашлары и Гум-дениз обнаружены погребенные вулканы.

В *Бакинском архипелаге* выделено 8 островов грязевулканического происхождения и множество банок. Островные вулканы, являющиеся одной из форм проявления грязевого вулканизма, встречаются в рассматриваемом регионе только в Южном Каспии. Они представляют собой конусы и останцы древних грязевых вулканов. Из них самый крупный имеет овальную форму, длиной вместе с косой 3,3 км и ширину 2,5 км.

Вулканы *Туркменской структурной террасы* представлены в виде грязевых банок, возвышающихся над дном до 25 м.

В *Приэльбрусском прогибе* выделено 10 грязевых вулканов высотой до 48 м.

Грязевые вулканы *глубоководной зоны Южного Каспия* (их количество составляет 41, предполагается еще 19 вулканов) преимущественно размещены в пределах подводных хребтов. Причем, наиболее крупные из них расположены в юго-западной части зоны на глубинах 500–900 м. Их высота изменяется от 10 до 246 м, а наибольший диаметр основания составляет 10,2x6,9 км. На юге зоны выявлены молодые вулканы, не подвергшиеся размыву и денудации. Их высота достигает до 270 м (рис. 3). Здесь выявлены и погребенные вулканы. Основные характеристики грязевых вулканов, развитых в регионе приведены в таблице.

## Время заложения грязевых вулканов

Вскрытая скважинами и установленная геофизическими методами пластовая грязевулканическая брекчия в разрезах геологических образований, позволила констатировать бурную деятельность морских грязевых вулканов в геологическом прошлом. Так, предполагается, что деятельность грязевых вулканов в **заливе Кадис** началась около 2,4 млн. лет назад, т.е. в позднем плиоцене [33].

Установлено, что на **Альборанском море** в позднемиоценовое и плиоцен-четвертичное время в районе развития диапиризма действовали грязевые вулканы [37], возникшие вдоль диапирового тела или же разлома, проходящего по флангу диапировой структуры. В них прослеживаются грязевулканические брекчии, переслаивающиеся с осадками [20].

Грязевые вулканы **Калабрийской дуги** проявлялись начиная с позднего плиоцена, о чем свидетельствует залегание грязевулканической брекчии под тонким слоем современных отложений [36].

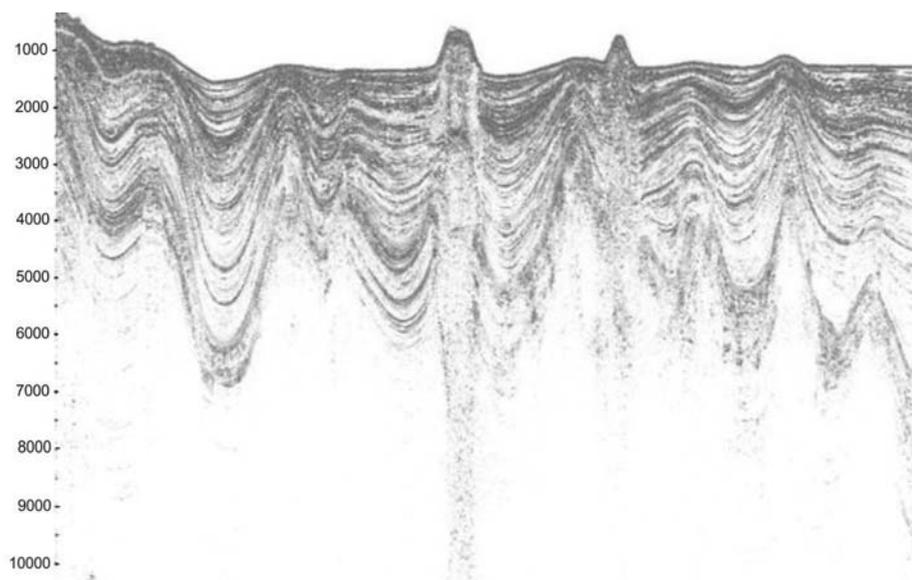


Рис.3. Региональный профиль 98-2038 [5]

Активная деятельность грязевых вулканов в **Восточном Средиземноморье** прослеживается с позднего плейстоцена. На стратиграфической шкале квартера выделены фазы активизации грязевулканической деятельности в плейстоцене и голоцене, соответствующие 100, 40, 12, 9 и 3,5 тыс. лет назад. Пробуренные на грязевых вулканах Милан и Наполи скважины констатировали непрерывную их деятельность на протяжении 1 млн. лет.

Деятельность грязевых вулканов, расположенных в ареале **конуса выноса Нила** в геологическом прошлом фактическими данными не подтверждается.

Наиболее древняя фаза активности грязевых вулканов **Черного моря** завершилась в позднем плейстоцене (новоэвксинское время) перекрытием грязевулканической брекчии мощностью от 20 до 80 см маломощным слоем верхнеплейстоценовых (новочерноморских) осадков. Вторая фаза активности наступила на рубеже плейстоцена и голоцена, что подтверждается перекрытием брекчии сапропелями раннеголоценового (древнечетвертичного) возраста. В разрезе отсутствуют верхнеплейстоценовые осадки. Последняя, новейшая фаза активности соответствует современному времени, о чем свидетельствует выход брекчии непосредственно на поверхность морского дна и отсутствие в разрезе верхне-плейстоценовых и голоценовых (древне- и новочерноморских) гемипелагических осадков [4].

В **Южном Каспии**, на о-ве Чилов (Абшеронский архипелаг) в верхней части продуктивной толщи нижнего плиоцена вскрыты пласты грязевулканической брекчии мощностью 0.5–1.0 м, а в отложениях абшеронского яруса их мощность составляет 10–40 м. Такие же брекчии установлены на площадях Гюнешли и Чираг в четвертичных отложениях. На площади Гум-дениз погребенный грязевой вулкан действовал в век продуктивной толщи.

В пределах Бакинского архипелага грязевулканическая брекчия вскрыта в разрезах плиоценовых и четвертичных отложений скважинами, пробуренными в районе островов и банок, а также на разведочных площадях. В поднятиях Алят-

Области развития грязевых вулканов	Количество		Высота, м	Диаметр, ши- рина, или раз- мер основания, км
	установ- ленные	предполага- емые		
<b>Средиземное море</b>				
Залив Кадиса	61		52–255	0.9–5.4
Альборанское море	10		23–185	0.3–1.6
Калабрийская дуга	6	48	140–350	1.5–9,7
Плато Паола	3			
Плато Мальта	5		10	до 0.02
Сицилийско- Мальтийский уступ	1			
Средиземноморский хребет	215		120–200	2–10
Анаксимандрские горы	32	18	Первые десятки метров	до 10
Поднятие Флоренс	2	10	Плоские конусы	
Латакийская впадина	1		70	1.5
Кипрская впадина	2		100 (вост.)	4.0
Конус выноса р.Нил	160		10–90	0.1–5.0
Впадина Леванта	3		120	1.5
<b>Всего</b>	<b>501</b>	<b>76</b>		
<b>Черное море</b>				
Северо-Черноморское поднятие	2		4–20	0.4x2.4
Западно-Черноморская впадина	11		40–110	4.0x2.5
Керченско-Таманская впадина	3	15	30–75	
Прогиб Сорокина	20	6	20–135	0.7–1.1
Туапсинский прогиб	8		10–60	1.6x0.6
Вал Шатского	7		20–45	0.3x30–1.0x1.0
Восточно-Черноморская впадина	1		8	
Гурийский прогиб	2		30–75	1x1–2x2.5
Синопский прогиб	8			
Нижекамчийский прогиб	2			
<b>Всего</b>	<b>64</b>	<b>21</b>		
<b>Каспийское море</b>				
Абшероно-Прибалхан- ский прогиб	39	12	6–100	0.2 – 3.6x2.4
Бакинский архипелаг	91	61	3–80	0.2x0.2–13.5x3.0
Туркменская структурная терраса	9	9	4–37	
Глубоководная зона Южного Каспия	41	19	10–180	макс.12.5x6.0
Приэльбрусский прогиб	10		40–80	3.5x2–7.5x2.5
<b>Всего</b>	<b>190</b>	<b>101</b>		
<b>Общее число</b>	<b>755</b>	<b>198</b>		

дениз и о-в Харе-Зирия выявлены погребенные вулканы, начало деятельности которых приходится на время накопления продуктивной толщи, или же грязевого вулкана (пл. Харе-Зирия), действовавшего в ачкагыле и раннем абшероне и прекратившего свою деятельность в среднеабшеронское время.

Началом деятельности грязевых вулканов в глубоководной части Южного Каспия считается сураханский и сабунчинский век раннеплиоценового времени [50]. В ачкагыле и четвертичное время происходила активизация деятельности вулканов.

Фактические данные свидетельствуют о том, что наиболее древнее по времени проявление грязевых вулканов в рассматриваемом регионе, соответствующее позднему миоцену, происходило в Альборанском море. Наиболее поздние пробуждения вулканов отмечаются в Черноморском бассейне. В середине раннего плиоцена начались извержения грязевых вулканов в глубоководной зоне Южного Каспия. Такое временное расхождение между извержениями грязевых вулканов, по-видимому, было связано с накоплением большой мощности осадков, необходимой для формирования грязевого вулканизма. В этом аспекте можно объяснить и отсутствие пробуждений вулканов в геологическом прошлом на шельфе Египта, где накопление мощных терригенных отложений происходило, начиная с позднего миоцена.

### **Источники продуктов деятельности грязевых вулканов**

Во время извержений грязевых вулканов на земную поверхность выносятся продукты, характеризующие их газовую, жидкую и твердую фазы. Газы и воды появляются позже в кратерном поле вулканов после извержения в период грифонно-сальзовой стадии деятельности и результаты исследований уже не отражают их первоначальный состав, чего нельзя сказать в отношении твердых выбросов — брекчий, т.к. они являются конечными продуктами извержения, формирующими грязевулканические построения. Наиболее древняя по возрасту брекчия соответствует глубине залегания очага грязевых вулканов. Поэтому изучая грязевулканическую брекчию можно определить глубину заложения грязевых вулканов.

Брекчия грязевых вулканов **залива Кадис**, состоит из разного возраста пород, главным образом, среднего и верхнего миоцена, а также плиоцена. Источником твердых выносов являются олистостромовые толщи миоцена, содержащие обломки аргиллитов, глин, мергелей, а также известняков палеогена и верхнего мела [13].

Главным компонентом брекчий вулканов **Альборанского моря** являются осадки нижнего, верхнего миоцена и плиоцена. Источником обломков в брекчии служат олистостромовые толщи миоцена, а также породы верхнего мела и палеогена [13].

Литологический состав основной массы грязевулканической брекчии в **Калабрийской дуге** представлен глинистым материалом, возраст — поздний мел—ранний миоцен [36].

Возрастной интервал твердых выбросов вулканов **Средиземноморского вала** — преимущественно средний миоцен—голоцен. Встречаются также олигоценовые, эоценовые и палеоценовые известняки, песчаники и алевролиты, редко глины и известняки верхнего мела аккреционного комплекса [9].

Твердые выносы вулканов **Анаксимандрских гор** (Амстердам, Афина, Салоники) характеризуют аптский ярус нижнего мела, верхнемеловые и эоцен-олигоцен-

новые известняки, миоценовые аргиллиты, относящиеся к Эллинской дуге. На вулканах Кула и Казань установлены верхнемеловые известняки, палеоценовые кремнисто-обломочные породы, миоценовые аргиллиты и породы офиолитового комплекса Кипрской дуги. В грязевулканической брекчии широко представлены миоценовые микритовые известняки [52].

Как видно, в пределах Средиземноморья выводные каналы грязевых вулканов, расположенных в Гибралтарской, Калабрийской и Эллинской дугах, прорывают олистостромовый или же аккреционный комплексы. Поэтому в составе твердых выносов грязевых вулканов участвует широкий спектр пород – от раннего апта до плиоцена, слагающий вышеуказанные комплексы. Что касается грязевых вулканов Анаксимандрских гор, относящихся к Кипрской дуге, где отсутствует аккреционный комплекс или же олистостромовая толща, нахождение древних пород мезозойского возраста объяснено приближением фундамента к земной поверхности в результате рифтинга в пост-миоценовое время [52].

Источником твердых выбросов грязевых вулканов **конуса выноса р. Нил** служат отложения верхнего миоцена и, возможно, отдельные турбидиты, состоящие из тонких прослоев илистых глин в среднем миоцене, олигоценовых песков и более древних образований мела и юры [21].

Брекчия вулканов **Черного моря** состоит из глинистого матрикса и заключенных в нем обломков пород глин, кварц-глауконитовых песчаников и сидеритов, в основном, майкопского возраста.

Твердые выносы грязевых вулканов **Южного Каспия** имеют олигоцен-миоценовый и плиоценовый возраст.

Исследования химического и изотопного состава газов и вод, выделяющихся из эруптивных центров грязевых вулканов рассматриваемого региона, также подтверждают их связь с осадочной толщей земной коры. Основным компонентом состава газов является метан, имеющий биогенное, термогенное (катагенитическое), или же смешанное происхождение [2].

### **Очаги и корни грязевых вулканов**

Результаты изучения стратиграфической приуроченности корней, питающих каналы грязевых вулканов, позволили установить глубину их проникновения до 15 км. Расшифровка сейсмических профилей методом сверхглубинной сейсмометрии разрезов позволила проследить их до мантии [12]. А очаги грязевых вулканов располагаются в зонах тектонического дробления обломков пород со скоплениями газоводных флюидов. Стратиграфическая привязка твердых выносов грязевых вулканов подтверждает их преимущественную связь с отложениями кайнозоя.

Выводные каналы и очаги грязевых вулканов отражены в многочисленных сейсмических профилях. Обычно на этих профилях подводящие каналы имеют столбообразную или же наклонную форму, поперечные размеры их составляют 1.0 до 3.5 км и прослеживаются на глубину 7–9 км и ниже, характеризуются «камерами» на различных глубинах, существование которых было подтверждено данными микросейсмического зондирования. Например, подводящий канал вулкана Тасио залива Кадис, образованный над диапиром, включает две камеры (рис. 4).

Такие камеры отражены и на сейсмических профилях, раскрывающих глубинное строение грязевых вулканов Черного и Каспийского морей (рис. 5, 6).



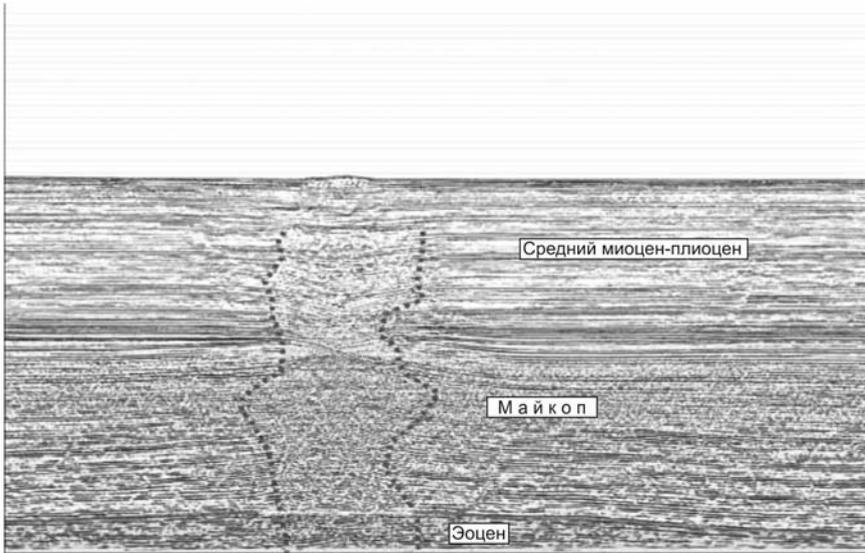


Рис.5. Временной разрез МОГТ через грязевой вулкан МГУ [16]

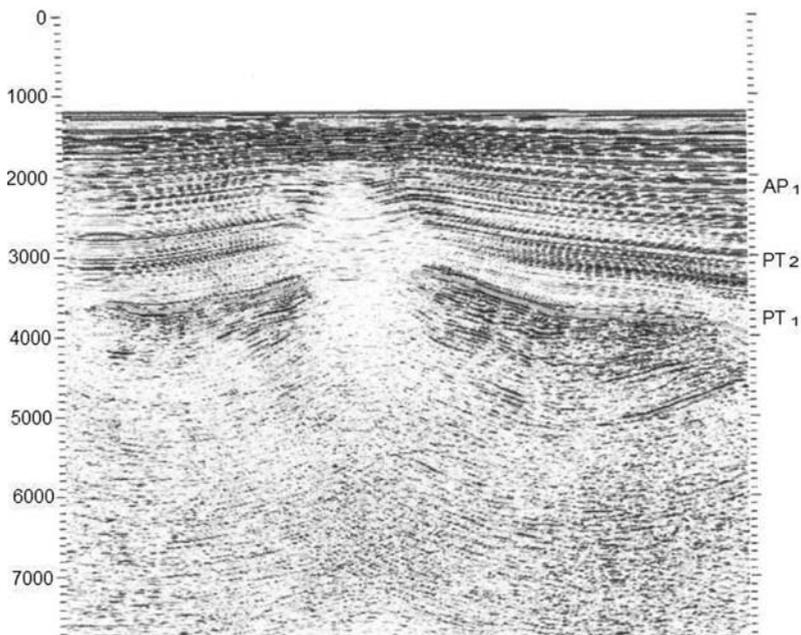
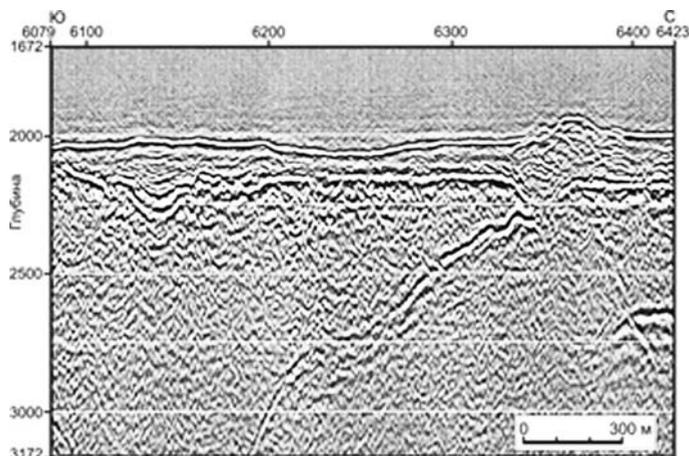


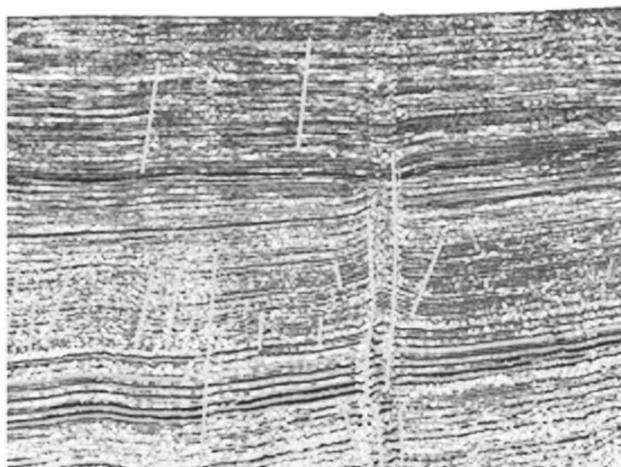
Рис. 6. Сейсмический профиль 95-1030 через грязевой вулкан Элм [5]

На профилях отражена и связь грязевых вулканов с диапировыми структурами. Так, например, в заливе Кадис подводный канал вулкана Кадис развит над диапиром, в Альборанском море такие каналы внедрены в диапировые тела или же располагаются на склоне диапира [47]. В Черном море они часто связаны с диапировыми структурами, являющимися одновременно камерами, содержащими насыщенные флюидами глинистые массы. На Южном Каспии обычно грязевые вулканы приурочены к антиклинальным структурам, а в глубоководной зоне,

частично, и диапирам или же локальным депрессиям. На Средиземноморском валу, в пределах аккреционной призмы, они связаны с выполаживающимися с глубиной листрическими сбросами (рис. 7). Естественно, их корни, связанные с



**Рис. 7.** Сейсмический разрез через грязевой вулкан, расположенный на Средиземноморском валу [27]



**Рис. 8.** Временной сейсмический разрез через грязевой вулкан Южморгео [16]

аккреционным комплексом, не могут проникать глубже поверхности срыва, т.е. его подошвы [11].

Судя по возрасту твердых выбросов, грязевой вулканизм следует считать как процесс, связанный с выносом пластичных глинистых масс, слагающих эоцен-миоценовый и плиоценовый интервалы стратиграфической шкалы. Отсюда следует, что очагами грязевых вулканов является, главным образом, глинистая масса, заполняющая камеры выводных каналов вулканов, с которой связан непосредственно грязевулканический процесс, а корнями – каналы, по которым поступают флюиды.

В последних публикациях на основе нахождения в продуктах деятельности грязевых вулканов различных мантийных элементов, в частности руты и акцес-

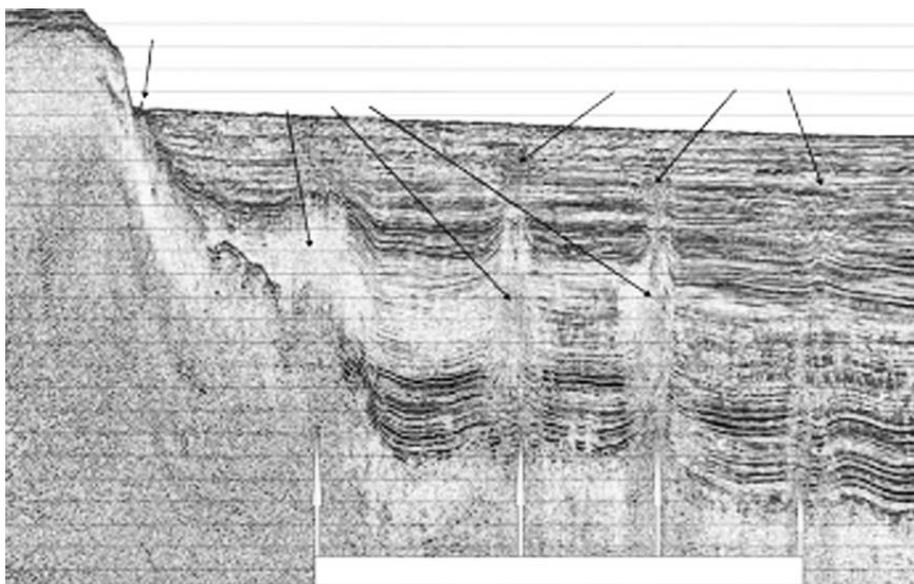


Рис.9. Западно-Черноморская впадина. Фрагмент временного разреза [10]

сорных минералов [17], а также интерпретации геофизических профилей, широко постулируется мнение о глубинных корнях грязевых вулканов, в том числе их связи с мантией. Предполагается наличие в верхней мантии астеносферного диапира (плюма), насыщенного флюидами, которые поступают через разломы в осадочную толщу, образуя субвертикальные геологические тела диаметром 3–10 км [8], заполненные разуплотненными осадочными породами, которые на сейсмических профилях отражены как аномальные зоны. В Южном Каспии установлено более 100 таких тел [14]. Эти тела, на наш взгляд, следует трактовать, как след восходящих глубинных газовых потоков. Нередко с ними связываются и эруптивные каналы грязевых вулканов (рис. 8, 9).

Поэтому в составе газов, вод и твердых выносов вулканов присутствуют глубинные флюиды и включения, связанные с фундаментом или же верхней мантией и их наличие не должно ставиться под сомнение. Они могут играть определенную роль в формировании грязевых вулканов и их геохимического облика.

Начало грязевулканического процесса непосредственно связано с выносом глинистых масс с обломками пород из очаговых зон на земную поверхность или морское дно. А эти очаги в регионе находятся в осадочной толще. Нахождение в составе выносов грязевых вулканов глубинных флюидов и включений [16], связанных с фундаментом или же верхней мантией, можно объяснить их поступлением с больших глубин, по разуплотненным зонам, приуроченным к разломам, с которыми связаны эруптивные аппараты вулканов.

## Выводы

Рассмотрение геологического строения регионов развития грязевых вулканов Средиземного, Черного и Каспийского бассейнов, их количества, морфометрию позволили отметить следующие общие и отличительные черты грязевого вулканизма:

- общее количество грязевых вулканов (установленных и предполагаемых) составляет 1039, т.е. приблизительно 75% морских вулканов мира сосредоточено в Средиземноморско-Черноморском и Каспийском бассейнах. Наибольшее число их (577) находится в Средиземном море – на Средиземноморском валу (215) и конусе выноса р. Нил (160), в Черном море (171) – в Западно-Черноморской впадине (48) и прогибе Сорокина (29), а в Южном Каспии (291) – в его западной части (152);

- морфологически выраженные вулканы развиты в заливе Кадис (высотой до 255 м), Калабрийском клине (350 м), Средиземноморском валу (200 м), Западно-черноморской впадине (110 м), прогибе Сорокина (135 м), Абшероно-Прибалханском прогибе (100 м) и глубоководной зоне Южного Каспия (180 м).

- все области развития грязевого вулканизма характеризуются сходной морфологией и наличием ее составляющих элементов – грязевулканической постройки, кратера, кратерного вала, микроформ – сопок, сальз, грифонов, жерла, подводящего канала, очага и корня;

- в Средиземноморье, на Гибралтарской, Калабрийской и Эллинской дугах грязевые вулканы приурочены к аккреционным призмам и задуговым впадинам, а на Кипрской дуге – расположены между двумя взаимодействующими дугами – Эллинской и Кипрской;

- в пределах пассивной континентальной окраины грязевые вулканы связаны с глубоководным конусом выноса р. Нил и впадинами;

- в Черном и Каспийском морях грязевые вулканы располагаются в основном во впадинах и прогибах;

- в Средиземноморье основным поставщиком твердых выносов грязевых вулканов Гибралтарской, Калабрийской и Эллинской структурных дуг служила олигоцен-миоценовая толща миоцена (залив Кадис) или же аккреционный комплекс (Калабрийская и Средиземноморская призмы);

- в составе твердых выносов грязевых вулканов Анаксимандрских гор, расположенных на стыке взаимодействующих Эллинской и Кипрской дуг, участвуют породы мелового и палеоген-миоценового возраста;

- матрикс твердых выбросов грязевых вулканов в Черноморско-Каспийском регионе составляют терригенные отложения эоцен-миоценового и плиоценового возраста.

## **Заключение**

В Средиземном море в зонах размещения грязевых вулканов, связанных с аккреционными комплексами, мощность осадочной толщи изменяется в пределах 5–8 км; наибольшая (до 20 км) отмечается в задуговых впадинах. В Черном море мощность осадочных образований в Западно- и Восточночерноморских впадинах составляет соответственно 19 и 12 км; в их пределах, а также в краевых прогибах мощность отложений майкопской серии доходит до 5–6 км. В Южно-Каспийской впадине мощность осадочного выполнения оценивается максимальными значениями (25–30 км), в разрезе которого глинистые породы связаны в основном с майкопской серией и миоцен-плиоценовым комплексом отложений с суммарной мощностью 18–19 км. Как видно, несмотря на относительно небольшую мощность осадочной толщи, на Средиземноморском валу отмечается широкое развитие грязевого вулканизма. Отсюда следует, что масштаб раз-

вития грязевых вулканов в Черном море и Южном Каспии тесно связан с мощностью осадочного чехла, а в аккреционных зонах Средиземноморья – степенью горизонтального сжатия.

Существенную роль в распространении грязевых вулканов Средиземноморья играют отложения мессинского яруса верхнего миоцена, включающие соли различного состава с подчиненными прослоями мергелей и глин мощностью более 1000 м, которые отсутствуют в осадочном выполнении Черноморского бассейна и Южного Каспия. При наличии в разрезе эвапоритов, грязевые вулканы образуются в тех местах, где они отсутствуют, или же их мощности незначительны. Развитие грязевого вулканизма в Левантийской впадине при наличии мощной соляной толщи свидетельствует о том, что вероятной причиной его возникновения является нарастающее тектоническое напряжение, накопленное в очаговой зоне.

Грязевые вулканы Средиземноморско-Черноморского и Каспийского региона приурочены к антиклинальным поднятиям, нередко развиты над диапирами, на их склонах, или же связаны с диапировыми структурами.

Земная кора в зоне распространения грязевых вулканов относится к океаническому или же субокеаническому типам, утонение которой оказывает существенное влияние на мантийные вздутия и движение астеносферы.

Грязевулканический процесс происходит в основном в осадочной толще земной коры и завершается выбросом глинистой массы с включениями пород разного стратиграфического возраста, насыщенного флюидами из грязевулканических очагов. При этом, не исключается наличие в их составе мантийных флюидов и включений, проникших диффузией через астеносферу и утоненную толщу консолидированной коры, в каналы вулканов, связанных с глубинными разломами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев Ад.А., Рахманов Р.Р. Количественная оценка грязевулканических процессов в Азербайджане. *Известия. НАН Азербайджана*. 2008. № 2. С. 17–28.
2. Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира – Баку: Изд-во «Nafta-Press», Sandro Teti Editore, 2015. 323 с.
3. Алиев Ад., Гулиев И.С., Рахманов Р.Р. Сравнительный анализ грязевого вулканизма в Черноморском и Каспийском регионах. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. №2. С. 92–105.
4. Басов Е.И., Иванов М.К. Позднечетвертичный грязевой вулканизм в Черном море. *Литология и полезные ископаемые*. 1996. № 2. С. 215–221.
5. Гаджиев А.Н., Багирова У.А. Морфогенетическая классификация грязевых вулканов в Азербайджанской акватории Каспийского бассейна. *Труды Института геологии АН Азербайджана*. Баку: Nafta-Press, 2010. № 37. С. 100–123.
6. Геология Азербайджана. Тектоника. Под ред. А.Ализаде, В.Е.Хаина. Баку: Nafta-Press. 2005. 4. 506 с.
7. Гончар А.И., Писанко И.Н., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Шнюков Е.Ф. Подводный грязевой вулканизм Азово-Черноморского бассейна. *Гидроакустичний журнал. Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану*. 2004. №1. С. 70–84.
8. Гулиев И.С. Субвертикальные геологические тела – новые объекты поисков месторождений углеводородов. *Материалы Всероссийской конф. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парогенезы*. М.: ГЕОС. 2008. С. 140–145.
9. Козлова Е. В. Нефтегазоматеринский потенциал отложений глубоководных осадочных бассейнов в зонах развития подводного грязевого вулканизма: дис... к-та геол.-минер. наук. М. 2005. 198 с.

10. Леончик М.И., Сенин Б.В., Хортов А.В. Перспективы газоносности кайнозоя Черного моря. *Научно-технический сб. Вести газовой техники*. 2015. № 2. С. 54–62.
11. Лимонов А.Ф. Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время: дис... д-ра геол.-минер. наук. М. 1999. 205 с.
12. Мамедов П.З. Современная архитектура Южно-Каспийского мегабассейна – результат многоэтапной эволюции литосферы в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса. *Известия НАН Азербайджана, науки о Земле*. 2010. № 4. С. 46–72.
13. Сауткин А.П. Известковый нанопланктон из отложений грязевых вулканов осадочного чехла моря Альборан и залива Кадис (Западное Средиземноморье) и его стратиграфическое значение: дис... к-та геол.-минер. наук. М. 2005. 243 с.
14. Хаустов В.В. О глубинных водах Южно-Каспийской впадины. Ученые записки: электронный научный журнал Курского государственного университета. 2011. № 2. 8 с.
15. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. – К., Логос. 2013. 384 с.
16. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Глубинное геологическое строение грязевых вулканов Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014. № 2. С. 66–79.
17. Шнюков Е.Ф. Иванченко В.В., Пермяков В.В. Акцессорная минерализация сопочной брекчии грязевых вулканов Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 1. С. 45–68.
18. Шнюков Е.Ф. Флюидогенная минерализация грязевых вулканов Азово-Черноморского региона. К.: Логос, 2016. 194 с.
19. Ceramicola S., Caburlotto A., Coste M., et al. Exploring seabed seepage features on the Calabrian accretionary prism. *Rapp Comm Int Mer Müdit*. 2010. **39**. P. 12.
20. Comas M.C., Soto J.I., Talukder A.R. Discovering active mud volcanoes in the Alboran Sea (western Mediterranean). *IOC Workshop Report*. UNESCO. 2003. No. 187, P. 14–16.
21. Dupre S., Woodside J., Foucher, J-P, et al. Seafloor geological studies above active gas chimneys off Egypt (Central Nile deep Sea fan). *Deep Sea Research Part I; Oceanographic Research Paper*. 2007. Vol. 54. Issue 7. P. 1146–1172.
22. Gamberi F., Rovere M. Mud diapers, mud volcanoes and fluid flow in the rear of the Calabrian Arc Orogenic Wedg (southeastern Tyrrhenian sea). *Basin Research*. 2010. Vol. 22. P. 452–464.
23. Holland C.W., Etiope G., Milkov A.V. et al. Mud volcanoes discovered offshore Sicily. *Marine Geology*. 2003. Vol.199. No.1–2. P.1–6.
24. Hubscher C, Tahchi E., Klaucke I. et al. Salt tectonics and mud volcanism in the Latakia and Cyprus Basins, eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. 2009. **470**. P. 173–182.
25. Huguen C., Foucher J.P., Mascle J., et al. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean sea: “In Situ” observations from the Nautinil expedition (2003). *Marine Geology*. 2009. **261**. Issue 1–4. P.138–152.
26. Ivanov M.K., Limonov A.F., van Weering T.C.E. Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine Geology*. 1996. **132**. No. 1–4, P. 253–271
27. Kopf A., Klaeschen D., Mascle J. Extreme efficiency of mud volcanism in dewatering accretionary prisms. *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. **189**. P. 295–313.
28. Leon R., Somoza L., Medialdea T. et al. New discoveries of mud volcanoes on the Moroccan Atlantic continental margin (Gulf of Cadiz): morpho-structura characterization. *Geo-Marine Letters*. Springer. – 2012. 18 p. URL: DOI 10.1007/s00367-012-0275-1.
29. Loncke L., Mascle J., Fanil Scientific Parties. Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine Petroleum Geology*. – 2004. **21**. P. 669–689.
30. Lykousis V., Alexandri S., Woodside J., et al. Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine Petroleum Geology*. 2009. **29**. – P. 854-872.
31. Maldonado A, Somoza L, Pallares L. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (Central North Atlantic). *Marine Geology*. 1999. **155**. P. 9–43.
32. Mascle J., Zetterb T., Bellaichea G., et al. The Nile deep sea fan: preliminary results from a swath bathymetry survey. *Marine Petroleum Geology*. 2001. **18**. Issue 4. P. 471–477.
33. Medialdea T., Somoza L., Pinheiro L.M., et al. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cadi. *Marine Geology*. 2009. **261**. Issue 1–4. P. 48–63.

34. Micallef A., Berndt Ch., Debono G. Fluid from systems of the Malta Plateau, Central Mediterranean Sea. *Marine Geology*. 2011. **284**. P. 74–85.
35. Netzeband G. L. The Levantine Basin – a seismic investigation of the crustal structure and the evolution of the Messinian evaporates: diss.... zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Department für Geowissenschaften der Universität Hamburg. Hamburg. 2006. 102 p.
36. Panieri G., Polonia A., Lucchi R.G., et al. Mud volcanoes along the inner deformation front of the Calabrian Arc accretionary wedge (Ionian Sea). *Marine Geology*. 2013. **336**. P. 84–98.
37. Peres-Belzuz F., Alonso B., Ercilla G. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*. 1997. **282**. Issue 1–4. P. 399–422.
38. Perissoratis C., Ioakim Chr., Alexandri S. et al. Thessaloniki mud volcano, the shallowest gas hydrate-bearing mud volcano in the Anaximander Mountains, Eastern Mediterranean. *Journal of Geological Research*. 2011. Article ID 247983. 11 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1155/2011/247983>.
39. Pinheiro L.M., Ivanov M.K., Sautkin A, et al. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*. 2003. **195**. P.131–151.
40. Praeg D., Ceramicola S., Barbieri R., et al. Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. *Marine Petroleum Geology*. 2009. **26**. P. 1849–1865.
41. Rabaute A., Chamot-Rooke N. Quantitative mapping of active mud volcanism at the western Mediterranean Ridge-backstop contact. *Marine Geophysical Research*. 2007. **28**. P. 271–295.
42. Rovere M, Gamberi F., Mercorella A. et al. Venting and seepage systems associated with mud volcanoes and mud diapirs in the southern Tyrrhenian Sea. *Marine Geology*. 013. 19 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.013>.
43. Savini A., Malinverno E., Etiopie G. et al., Shallow seep-related sea floor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geoenvironmental control of their distribution. *Marine Petroleum Geology*. 2009. **26**. P.1831–1848.
44. Soto J.I., Comas M.C., Talukder A.R. Evolution of the mud diapirism in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *AAPG Search and Discovery Article*. Barcelona, Spain. 2003. 6 p.
45. Somoza L. Diaz-del-Rio V., Leon R., et al. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*. 2003. **195**. P.153–176.
46. Somoza L., Medialdea T., Leon R. et al. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite depositional system (Western Alboran Sea). *Marine Geology*. 2012. **332–334**. – P. 4–26.
47. Talukder A.R., Comas M.C., Sato J.I. Pliocene to recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Geological Society, London, Special Publications*. 2003. **216**. P. 443–459.
48. Van Rensbergen P. Depretier D., Pannemans B ,et al. The El Arraiche mud volcano field at the Moroccan Atlantic slope, Gulf of Cadiz. *Marine Geology*. 2005. **219**. No.1. P. 1–17.
49. Woodside J.M., Mascle J., Zitter T.A.C. et al. The Florence Rise, the Western Bend of the Cyprus Src. *Marine Geology*. 2002. **185**. Issue. 3–4. P. 177–194.
50. Yusifov M.Z., Rabinowitz P.O. Seismic interpretation and classification of mud volcanoes of mud volcanoes of the South Caspian basin. Texas A & M University, College Station, 2004. 86 p.
51. Zitellini N., Gracia E., Matias L. et al. The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. URL:doi:10.1016/j.epsl.2008.12.005.
52. Zitter T.A.C. Mud volcanism and fluid emissions in eastern Mediterranean neotectonic zones. *Applied geology. Vrije Universiteit*. 2004. 140 p.

Статья поступила 13.07. 2017

Е.Ф.Шнюков, Ад.А.Алиев, Р.Р.Рахманов

## ГРЯЗЬОВИЙ ВУЛКАНІЗМ СЕРЕДЗЕМНОГО, ЧОРНОГО Й КАСПІЙСЬКОГО МОРІВ: СПЕЦИФІКА РОЗВИТКУ ТА ПРОЯВУ

Розглянуто ареали розвитку, кількісний розподіл, морфометрія грязьових вулканів Середземного, Чорного й Каспійського морів, час їх закладення, джерела твердих виносіів, глибини залягання вогнищ і коренів вулканів. Присутність мантійних флюїдів і включень у продуктах діяль-

ності грязьових вулканів пояснено їх виносом по розломах, що січуть осадову товщу в регіонах з океанічною або субокеанічною корою, де через зтончену потужність консолідованої кори роль активізації верхньої мантії істотна.

**Ключові слова:** *грязьовий вулканізм, джерела твердих викидів, вогнища, корені вулканів, мантіїні вклучення.*

*Ye. F. Shnyukov, Ad. A. Aliyev, R. R. Rahmanov*

#### MUD VOLCANISM OF MEDITERRANEAN, BLACK AND CASPIAN SEAS: SPECIFICITY OF DEVELOPMENT AND MANIFESTATIONS

In the article authors are considered development areas, quantitative distribution, morphometry of mud volcanoes of the Mediterranean, Black and Caspian seas, time of their laying, sources of solid extracts, depth of foothills and roots of volcanoes. The presence of mantle fluids and inclusions in the products of the activity of mud volcanoes is explained by their removal of faults, breaking off the sedimentary layer in regions with oceanic or sub-oceanic crust, where due to the thinned power of the consolidated crust the role of activation of the upper mantle is significant.

**Keywords:** *mud volcanism, sources of solid emissions, foci, roots, mantle inclusions.*