

© В.Н. Холодов, 2012

Геологический институт РАН, Москва

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕНЕЗИС

Описаны закономерности распространения грязевулканических провинций, морфогенетическая типизация грязевых вулканов, строение и механизм образования грязевулканических очагов, динамика развития процесса.

Грязевые вулканы – широко распространенное геологическое явление. На нашей планете насчитывается более 1700 надводных и подводных грязевулканических построек.

Некоторые вулканы-гиганты, особенно часто встречающиеся на территории Азербайджана, имеют высоту 400-450 м, площадь их кратерной площадки достигает 900–1000 м², а общий объем твердых выбросов в момент извержения превышает 2400 млн м³. Особо крупных размеров достигают грязевые вулканы Алятской гряды – Туорогай, Большой Кянизадаг, Дашгиль, Котурдаг, Айрантекян, Кара-кюре, Солахай и др.

Обычная грязевулканическая деятельность четко распадается на два периода. Извержения начинаются со взрыва газов в кратере, разрушения кратерной пробки и выхода на поверхность потоков полужидких грязевых брекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов. Одновременно из жерла вулкана выбрасываются твердые обломки пород. Нередко происходит самовозгорание углеводородных газов и над кратером появляется пламя. Его высота может достигать нескольких сотен метров. Массы грязевых брекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов, растекаясь на площади, надстраивают старый конус. При этом объемы твердых выбросов огромны.

Извержение, как правило, длится несколько дней, сопровождается землетрясением, мощным подземным гулом. Затем вулкан надолго затихает. На кратерной площадке появляются многочисленные сальзы и грифоны (струи и каналы), непрерывно поставляющие на поверхность жидкую грязь, газ, воду, а иногда и нефть. У каждого источника, пробивающегося на поверхность, отлагается масса плотных глинистых корок, которые постепенно превращаются в миниатюрное подобие вулкана высотой не более 2–3 м. Они встречаются в кратерах в огромных количествах. Так, в кратере вулкана Дашгиль обнаружено 45 подобных построек, в кратере Айрантекяна – 66, а в кратере Отманбоздага даже 85.

Одновременно на стенках конуса начинается окисление и эрозия грязевулканических построек. Серые и зеленовато-серые глины, содержащие рассеянные сульфиды, окисляются и превращаются в бурые и красновато-бурые породы, обогащенные гидроксидами Fe и Mn. Склоны покрываются сетью глубоких оврагов (барранкосов), радиально расположенных по отношению к кратерной площадке. По ним перемещаются как глубинные воды

вулканов, так и атмосферные осадки, временно скапливающиеся в неровностях рельефа.

Таким образом, в грязевых вулканах постоянно чередуются периоды извержения и относительного покоя. Извержения вулканов происходят крайне неравномерно. Вулкан Джау-Тепе (Керченский п-ов) с 1864 по 1942 г. извергался семь раз, Туорогай (Азербайджан) с 1841 по 1950 г. – шесть раз, тогда как в течение прошлого столетия зафиксировано только два извержения вулкана Шуго (Таманский п-ов). Впрочем, вполне вероятно, что такая неравномерность грязевулканического процесса объясняется неполнотой выполненных наблюдений.

Грязевые вулканы с древнейших времен привлекали внимание геологов. При объяснении механизма их формирования в начале прошлого века обозначились три главных направления.

Одни исследователи, традиционно развивая идеи Г.В. Абиха, продолжали утверждать эндогенный, магматический генезис вулканов, акцентируя внимание на отдельных и не всегда однозначно объяснимых особенностях этого явления (Э.П. Штебер, С.А. Ковалевский, В.А. Горин, Н.А. Кудрявцев, П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев, Ш.Ф. Мехтиев, С.Д. Гемп, З.А. Буниат-Заде, К.К. Уилсон и др.).

Другие геологи, вслед за академиками А.Д. Архангельским и, отчасти, И.М. Губкиным предлагали тектоническое решение задачи и главным фактором, определившим возникновение грязевых вулканов, считали геодинамику – развитие диапировых складок, пологих надвигов или глубинных разломов (Н.С. Шатский, М.М. Жуков, Е.В. Милановский, В.Е. Руженцев, С. Зубер, В.А. Горин, С.Ф. Федоров, З.А. Буниат-Заде, В.Г. Бондарчук, А.Л. Путкарадзе, Ч.А. Зейналов, М.М. Сирька, Н.Ю. Халилов, А.А. Керимов, А.Н. Пильчин, Л.Н. Еланский, М.Л. Копп и др.).

Наконец, наиболее популярным оказалось представление геологов-нефтяников, которые в соответствии со взглядами В.Н. Вебера, К.П. Калицкого, В.Д. Голубятникова и И.М. Губкина связывали образование грязевых вулканов с формированием и разрушением месторождений нефти и газа (М.К. Калинин, А.А. Якубов, М.М. Зейналов, З.А. Буниат-Заде, Р.Р. Рахманов, Б.В. Григорьянц, Е.Ф. Шнюков и многие др.). При этом избыточное давление, возникающее в нефтяных залежах и обуславливающее прорыв грязебрекчий на дневную поверхность через эруптивные каналы вулканов, многие исследователи объясняли избыточным давлением углеводородных газов, сконцентрированных в недрах.

Закономерности распределения грязевых вулканов

Грязевые вулканы очень редко бывают одиночными. Чаще они группируются в наземные или подводные провинции (рис. 1). Наиболее крупные сосредоточены в юго-восточной и северо-западной частях Кавказа. В пределах Азербайджана (Апшеронский п-ов, юго-западный Гобустан и Нижнекуруинская впадина) закартировано свыше 220 грязевулканических структур. Обычно они связаны с антиклинальными поднятиями, отчасти контролируются тектоническими разломами и иногда пространственно совпадают с крупными нефтяными и газовыми месторождениями [31, 33].

В северо-западной части Западнокубанской впадины, на Таманском и Керченском п-овах располагается еще одна крупная провинция. Здесь зафиксировано свыше 100 грязевулканических проявлений [28, 29].

Менее крупные грязевулканические провинции, в состав которых входит обычно несколько десятков грязевых вулканов, установлены в Италии (долина р.По, остров Сицилия), Албании, Румынии, западной Туркмении, в пределах Горганской равнины Ирана, на Макранском побережье Ирана и Пакистана, в северном Белуджистане Пакистана, Джунгарии (КНР), западных районах Бирмы, на островах Малайзии и Индонезии, острове Новая Гвинея. Характерно широкое распространение грязевых вулканов на острове Сахалин, островах Хонсю и Хоккайдо (Япония), а также в Новой Зеландии.

В западном полушарии грязевые вулканы известны на острове Тринидад (государство Тринидад и Тобаго), в Венесуэле и северной Колумбии; они установлены также на побережье Мексиканского залива, в Калифорнии, Гренландии и Исландии.

Местных названий грязевых вулканов очень много. Их именуют сальзами, макалубами, глодурами, болборосами, пыклями (вариетет-пеклами), грифонами, потоссами, морнами, буффами, ярдами, эрвидеросами, намарами, порсугелями.

Среди подводных грязевулканических провинций, пожалуй, самая крупная – Южнокаспийская впадина. Здесь с помощью эхолотов, геоакустического профилирования и аэромагнитной съемки выявлено более 136 построек. Менее детально изучены провинции Черного и Средиземного морей. В них соответственно исследовано 25 и 16 грязевулканических сооружений.

Подводные грязевые вулканы широко распространены на шельфах океанов и внешних морей. Также как и холодные потоки углеводородов (сипы), они обнаружены в пределах западного и восточного тихоокеанского побережий, на шельфах Атлантического океана, Норвежского и Баренцева морей (см. рис. 1).

Рассматривая закономерности распространения грязевых вулканов на континентах, а также в морях и океанах, нетрудно прийти к выводу, что большинство провинций отчетливо тяготеет к альпийской зоне складчатости (рис. 2), что однозначно подтверждает вывод, сделанный ранее в работах [6, 13], современный грязевой вулканизм контролируется расположением альпийских горных сооружений. При этом главной ареной, на которой проявляется грязевой вулканизм, являются предгорные и межгорные впадины, в которых накапливаются мощные толщи терригенно-глинистых кайнозойских отложений. Так, общеизвестно, что в пределах Мексиканской впадины мощность осадочного чехла оценивается в 10 км, в Южнокаспийском бассейне она равна 19-20 км, в Западнотуркменской впадине – 14 км, в Омано-Макранской депрессии – 11 км, а в пределах Ировадийско-Андаманского региона она колеблется от 14 до 18 км.

Обычно области распространения грязевых вулканов совпадают с наиболее крупными нефтегазоносными бассейнами и соответствующими им элизионными системами [17, 19, 22, 23].

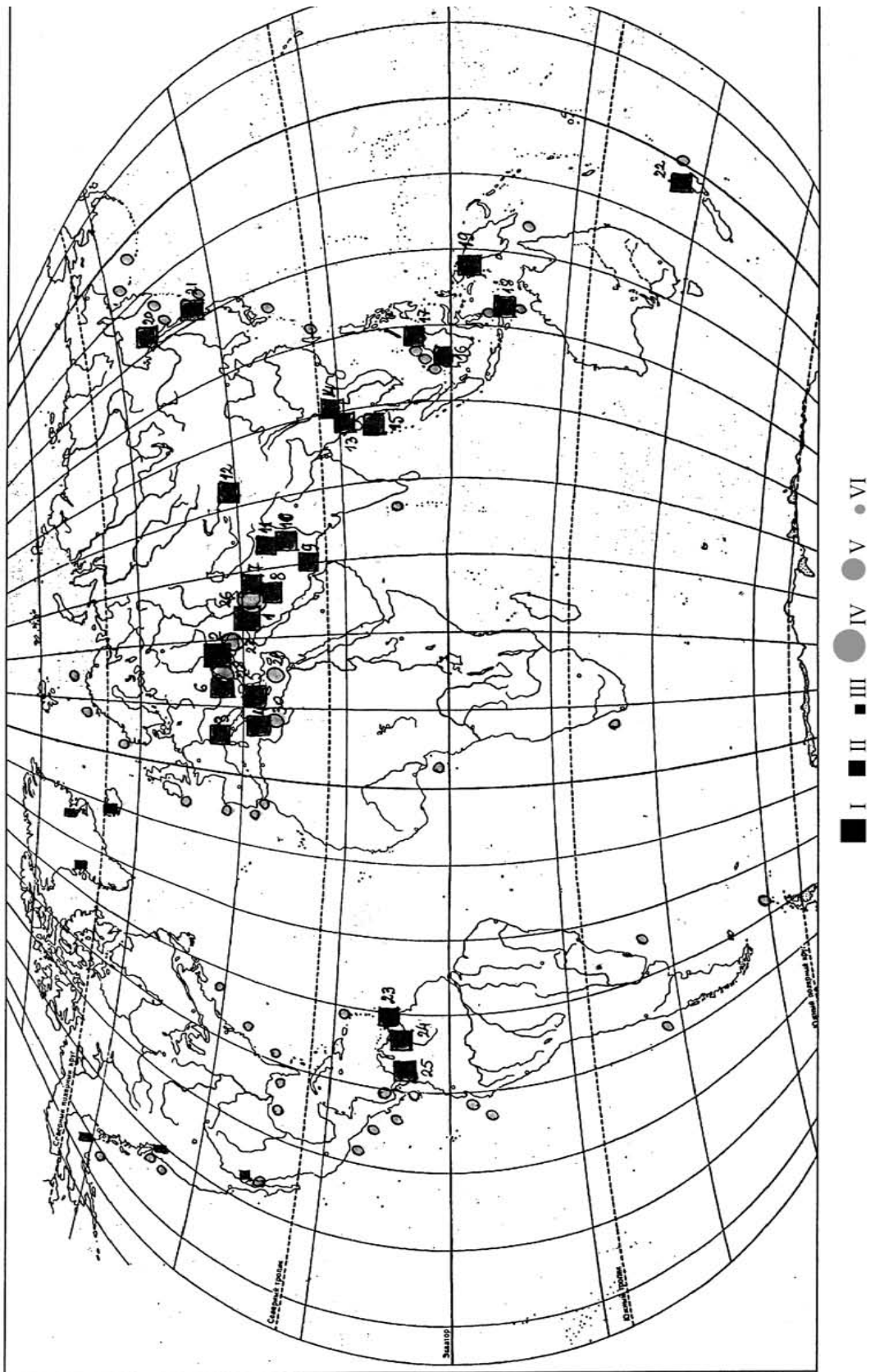


Рис. 1. Распределение грязевых вулканов Земли

Наземные вулканы: I – крупные грязевулканические провинции: 1 – Апшеронский полуостров, юго-западный Гобустан, Нижнекуринская впадина; 2 – Керченский полуостров и Тамань; II – средние грязевулканические провинции: 3 – Северная Италия; 4 – остров Сицилия; 5 – побережье Албании; 6 – Румыния; 7 – Западно-Туркменская впадина; 8 – Гогранское побережье Ирана; 9 – Макранское побережье Ирана и Пакистана; 10 – районы Белуджистана и Пенджаба в Пакистане; 11 – провинции Ассам и Восточный Пенджаб, Индия; 12 – Джунгария, КНР; 13 – острова Западной Бирмы; 14 – среднее течение р. Иравади, Бирма; 15 – Андаманские острова; 16 – остров Калимантан, Малайзия; 17 – остров Калимантан, Малайзия; 18 – остров Тимор, Индонезия; 19 – остров Новая Гвинея, Индонезия; 20 – остров Сахалин, Россия; 21 – остров Хоккайдо, Япония; 22 – остров Северный, Новая Зеландия; 23 – остров Тринидад (Тринидад и Тобаго); 24 – Венесуэла; 25 – Северная Колумбия; III – отдельные грязевые вулканы. *Подводные вулканы:* IV – крупные грязевулканические провинции: 26 – Южный Каспий; V – средние грязевулканические провинции: 27 – восточная часть Черного моря; 28 – западная часть Черного моря; 29, 30 – Средиземное море; VI – отдельные грязевые вулканы и сипы

Наконец, следует подчеркнуть, что в грязевулканических провинциях обычно очень широко развиты мощные глинистые толщи и зоны сверхвысоких пластовых давлений флюидов (СВПД). Последнее обстоятельство особенно рельефно доказал М.К. Калинин [6], установивший их проявления в районах Мексиканского залива и острова Тринидад, в Западнокубанской впадине и на Апшеронском полуострове, в Западнотуркменской впадине, в районе Эльбурса, на Макранском побережье Ирана и Пакистана, в Джунгарской впадине, Западной Бирме и на острове Ява.

Морфогенетическая типизация грязевых вулканов

Если использовать данные, характеризующие более 500 наземных и подводных грязевых вулканов Крымо-Кавказского и Южнокаспийского регионов, то можно выделить среди них ряд морфогенетических типов (рис. 3).

К **первому типу** построек относятся диапировые образования (рис. 3, I, а, б, в). Обычно это крупные вулканы, в которых грязевулканическая брекчия отличается вязкой консистенцией и выдавливается из кратерного канала, формируя столбообразные неки. Типичными примерами вулканов этой группы могут служить Разнокол (Тамань), Котурдаг (Гобустан), Кобек и Боя-Даг (Западная Туркмения).

Грязевой вулкан Разнокол расположен на левом берегу старой протоки р. Кубань, вблизи села Юрьево. Здесь непосредственно из-под заросшей травой почвы, без каких-либо других проявлений грязевулканической деятельности, выдавливается огромное колбасоподобное тело высотой 2–3 м и шириной 15–20 м (рис. 4₁). Сползая вниз по откосу, вязкая масса разламывается на блоки и формирует гигантский оползень длиной 1,5 км и шириной 50–100 м. Он под прямым углом пересекает крутой левый берег протоки (рис. 4_{2,3}). В плотной глине встречены редкие обломки размерами от 0,50x0,70 до 1,5x3 м, сложенные песчаниками, карбонатами и сидеритовыми конкрециями. По Е.Ф.Шнюкову [29], выдавливание диапира осуществляется неравномерно. В одних частях оно определено в 12 см/мес, в других – до 75 см/мес.

Грязевой вулкан Котурдаг представляет собой огромную конусовидную гору, осложненную небольшой кратерной площадкой, напоминающей

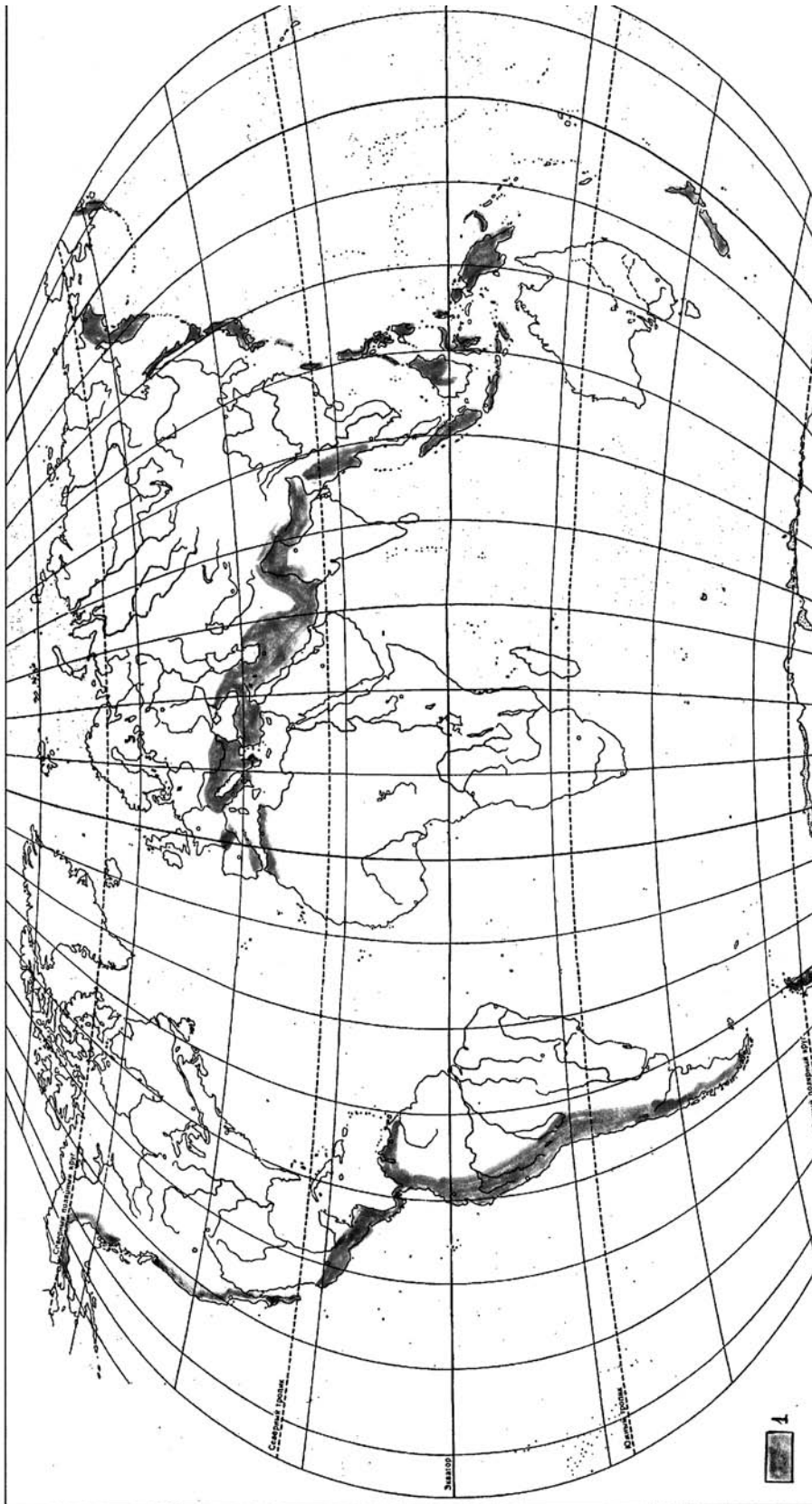


Рис. 2. Зона альпийской складчатости на континентальном блоке Земли. 1 – область альпийской складчатости

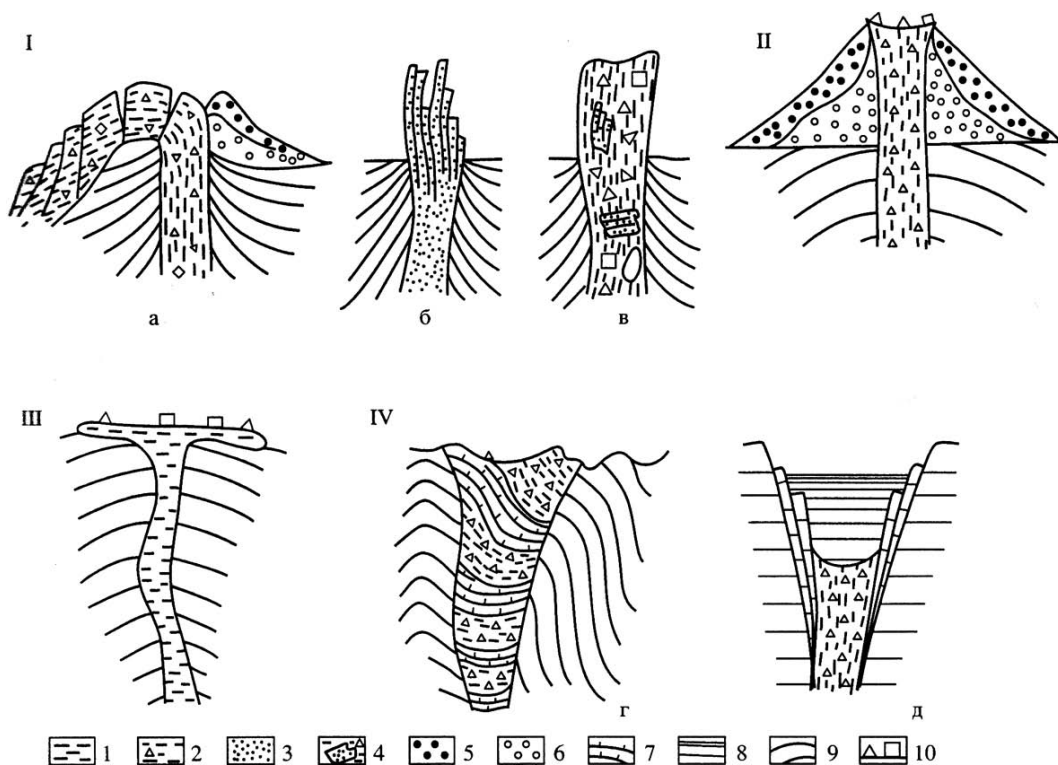


Рис. 3. Морфогенетические типы грязевых вулканов Крыма, Кавказа и Западной Туркмении

I – тип диапировой постройки: а – глинистый диапир; б – песчаный диапир; в – конгломерато-глыбовый диапир; II – тип конусовидной постройки из покровов грязебрекчий; III – тип вулканов, образующих полужидкий покров; IV – тип провала грязевулканической постройки; г – “вдавленная синклиналь”; д – кратерное озеро. 1 – разжиженная глина; 2 – глинистая грязебрекчия; 3 – песчаник, деформированный процессами течения; 4 – обломки и глыбы песчаника; 5 – свежие грязебрекчии, содержащие рассеянные сульфиды; 6 – древние окисленные грязебрекчии, окрашенные гидроксидами Fe; 7 – фрагменты пластов осадочных пород и железных руд; 8 – кратерные воды; 9 – слоистость осадочных отложений; 10 – сальзы и грифоны

гигантский бархан. Из кратера вулкана выдавливается бугор плотной глинистой грязебрекчии; его ширина достигает 30 м, а высота – 15 м. Так же, как в пределах Разнокола, грязебрекчиевый язык разламывается на фрагменты, прорывает кратерный вал в его южной части и протягивается вниз по склону грязевулканической горы на расстояние 1,5–2 км.

В плотной глине вулкана видны многочисленные зеркала скольжения; на фоне плотной глинистой массы темно-коричневого цвета разбросаны редкие, но крупные обломки мергелей, зеленовато-серых песчаников и красноватых глинистых пород. А.А.Якубов и М.М.Зейналов [30] установили, что скорость выдавливания глинистых грязебрекчий в Котур-Даге оценивается в 1,2–1,5 м/месяц; наши замеры в 1987 году позволили рассчитать ее величину в 1 м/месяц.

Существенно отличается от Разнокола и Котурдага строение грязевого вулкана Кубек, расположенного на своде одноименной антиклинали в 1,0–

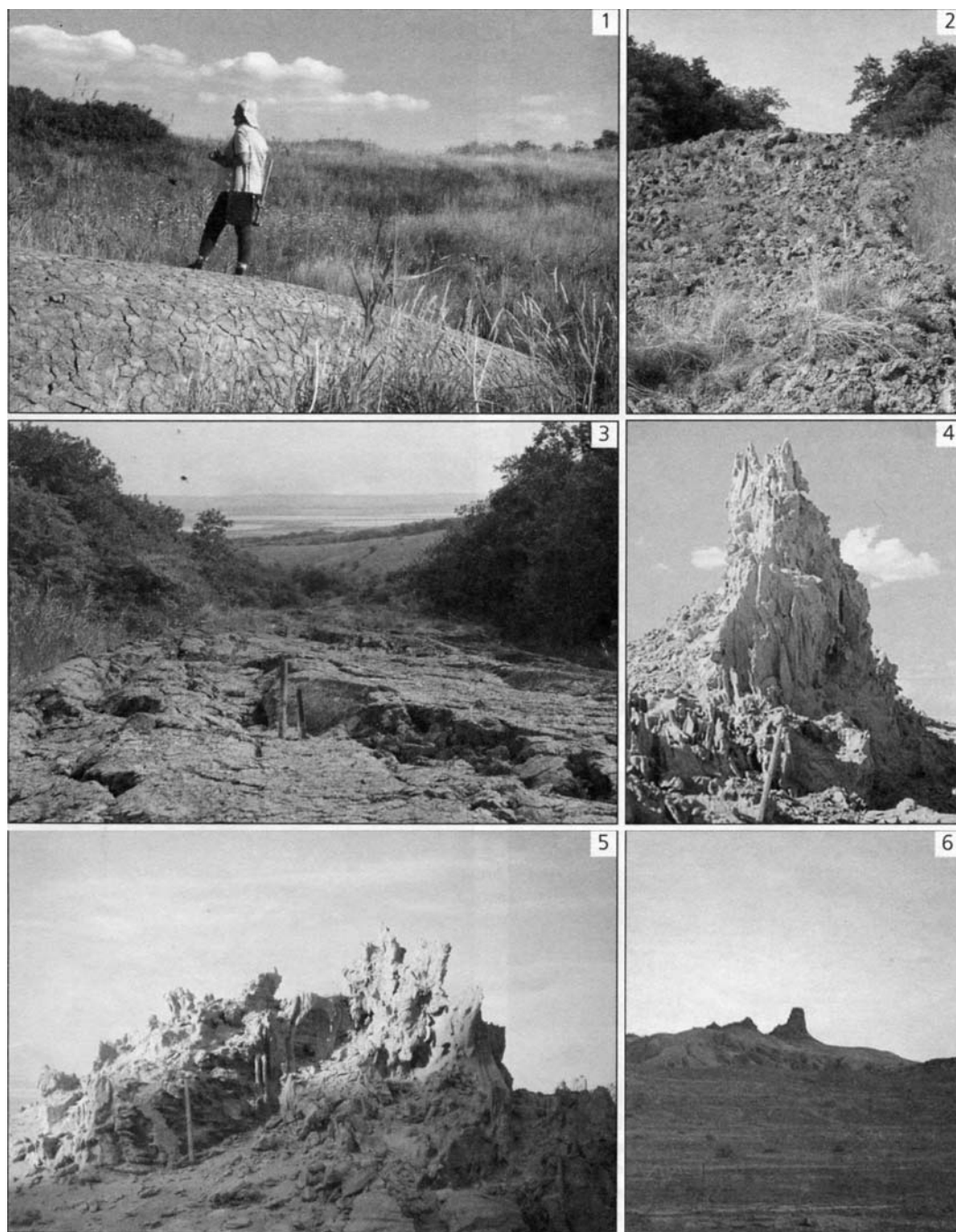


Рис. 4. Некки диапировых грязевых вулканов (фототаблица)

1 – глиняный диапир грязевого вулкана Разнокол (Тамань); 2 – средняя часть грязебрекчиевого оползня вулкана Разнокол; 3 – блоки грязебрекчий в средней части оползня вулкана Разнокол; 4 – общий вид некка вулкана Кобек (Западная Туркмения); 5 – песчаные трубы «шайтанских садов», Челекен (Западная Туркмения); 6 – общий вид грязевого вулкана Боядаг; виден некк Кара-Бурун (Западная Туркмения)

1,5 км северо-восточнее Боядага (Западная Туркмения). По особенностям строения некк вулкана Кобек мало отличается от так называемых «шай-

танских садов». Обычно это округлые в плане участки размером 10 x 5 или 25 x 30 метров, в пределах которых сконцентрировано большое количество вертикальных труб, сложенных карбонатным песчаником. В длину отдельные тела достигают 1,5-2,0 м, диаметр их колеблется от 1,0 до 25-30 см; они часто сливаются между собой, образуя сооружение, похожее на музыкальный орган, но нередко обособлены друг от друга и тогда становятся подобны останцам стволов деревьев в вырубленной роще. Высота всего нека, состоящего из многочисленных труб, достигает 5-12 м (рис. 4_{4,5}).

Образование подобных систем трубок скорее всего следует связывать с многократным продавливанием жидкой песчаной пульпы сквозь пронизываемую песчаную или глинистую пробку в жерле вулкана. Само же образование трубы, несомненно, следствие быстрого падения давления в газо-водном флюиде, содержащем много растворенных карбонатов. Об этом свидетельствует наличие тонких каналов, фиксирующих движение газов в центре трубок, и частые переходы последних в причудливые конкреционные тела.

По сути своей процесс тождественен формированию инъекционных кластических песчаных даек, различные разновидности которых были описаны в работах [3, 17, 18, 20, 35] в Азербайджане, Восточном Предкавказье, на Челекене и в Западной Туркмении.

Некк грязевого вулкана Боя-Даг, известный в литературе под названием Кара-Бурун («черный нос»), представляет собой каменистый усеченный конус с почти отвесными стенками; высота его достигает 30-40 м, диаметр основания 20-30 м. Это столбообразное поднятие сложено глыбами и обломками серых и рыжевато-серых песчаников и включениями фрагментов песчаных карбонатных труб. Их размеры колеблются от 0,5 до 3 м в поперечнике. Вся масса обломков сцементирована глинистой и алевроито-песчаной грязебрекчий.

Некк Кара-Бурун осложняет присводовую часть Боядагской антиклинали и является хорошим географическим ориентиром в Западнотуркменской впадине (рис. 4₆).

Ко второму типу грязевых вулканов относятся постройки, возникающие за счет периодического поступления на поверхность полужидких масс грязебрекчий (см. рис. 3, тип II). Во время извержения они растекаются от кратера к периферии вулкана, надстраивая его и увеличивая таким образом объем концентрически построенного конуса. Размеры таких грязевых вулканов достигают 30-40 м в высоту и 0,5 км² в основании, а в отдельных случаях – 400-420 м и 20-25 км². Сравнительно небольшие вулканические постройки часто встречаются в пределах Керченско-Таманской области, а также в некоторых районах Западной Туркмении и Азербайджана (рис. 5_{1, 2}).

Кратерные площадки грязевых вулканов второго типа обычно осложнены многочисленными сальзами и грифонами (рис. 5_{3, 4}). Они постоянно выделяют воду, жидкую грязь, газовые пузыри и пленки нефти. Общий вид их весьма экзотичен, и, группируясь, они напоминают лунный ландшафт.

К третьему типу следует отнести вулканы, в которых вместо грязевулканических сооружений образуются солончаки, заболоченные участки с лужами жидкой грязи, занимающие большие площади и практически не возвышающиеся над окружающим рельефом. Такое грязевое болото обыч-

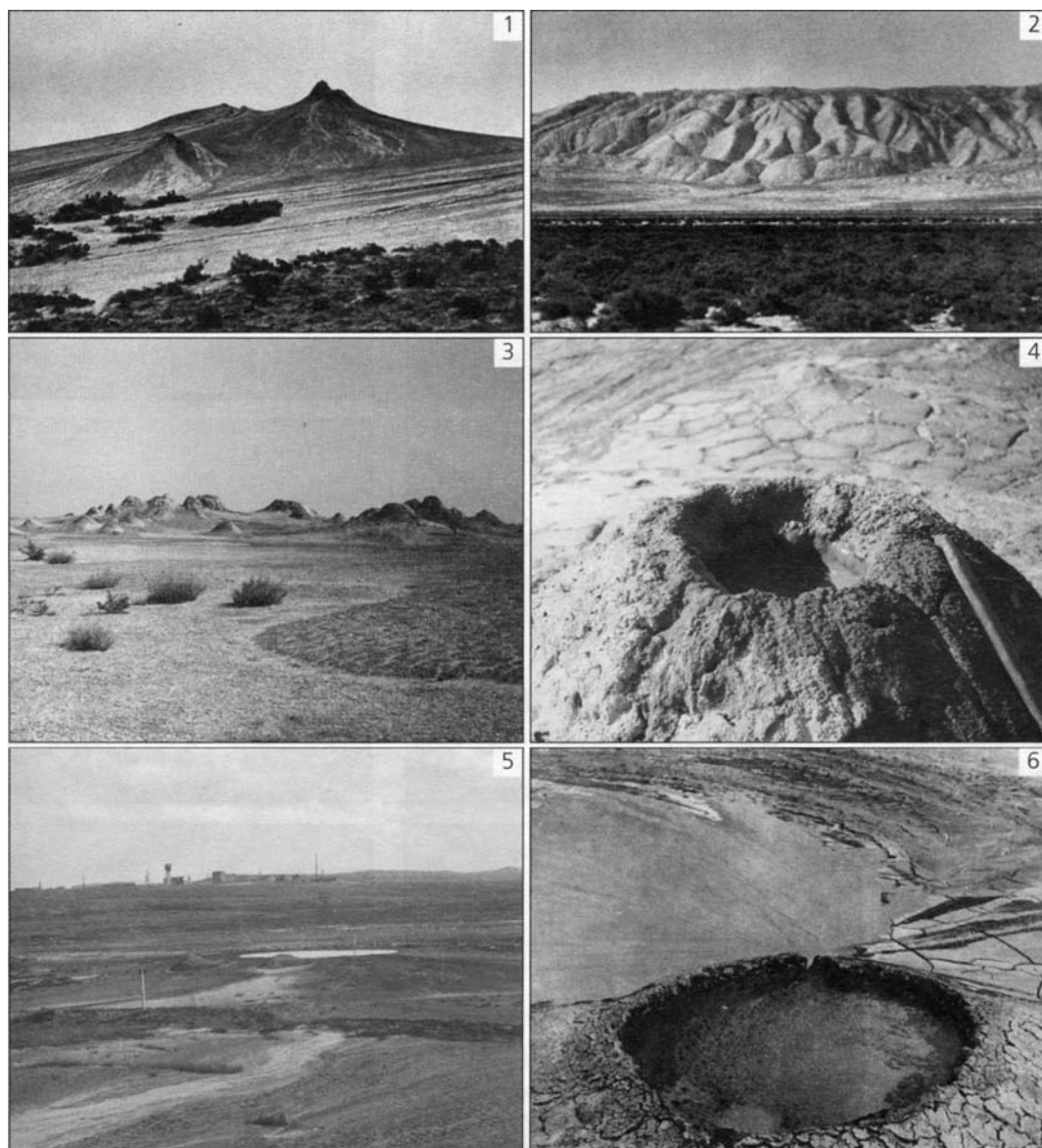


Рис. 5. Морфология грязевых вулканов (фототаблица)

1 – грязевой вулкан мыса Аляты (Азербайджан); 2 – общий вид грязевого вулкана Туорогай (Азербайджан); 3 – кратерная площадка и сальзы вулкана Дашгиль (Азербайджан); 4 – действующая сальза вулкана Шуго (Тамань); 5 – общий вид Булганакского поля (Керчь, Крым); 6 – озеро Розового Порсугеля (Челекен, Западная Туркмения)

но бывает осложнено небольшими (несколько метров в высоту) сальзами или грифонами. Из них постоянно изливается жидкая грязь, вода, реже нефть (см. рис. 3, III).

Во время извержений вулканов этой группы очень часто образуются потоки жидкой грязи, напоминающие сели (силы). В вулканическую грязь обычно бывают включены обломки твердых, преимущественно осадочных пород.

Характерно проседание отдельных участков грязевулканического поля. Нередко в пределах области развития грязевых брекчий образуются неглубокие озера и лужи, концентрирующие в себе поверхностные воды.

В Азербайджане эта группа грязевых вулканов представлена Астраханкой, в Западной Туркмении – Кипящим бугром, Керченской области – Булганакскими и, возможно, Солдатско-Восходовскими вулканическими очагами.

Характерный пример этой группы – Булганакский грязевулканический очаг, находящийся в 8–10 км севернее г. Керчь, восточнее оз. Чокрак, на южном крыле Бондаренковской антиклинали, в непосредственной близости от берега Азовского моря (рис. 5 з). Он занимает площадь в 4 км², причем в его центре расположен огромный солончак глубиной более 25–30 м, который непрерывно бурлит и поставляет на поверхность более 100 м³/сут углеводородных газов и около 5 тыс. л жидкой грязи [29]. В северной части очага располагаются сопки Андрусова, Павлова, Тищенко, Абиха, Вернадского, в южной – Обручева, Булганак и Ольденбургского, на западе – Трубецкого и Шилова. Самая крупная сопка Андрусова возвышается над местностью на 5–7 м, имеет диаметр основания 300 м и кратерную площадку 50 м. Геологическое строение района под Булганакским полем грязебрекчий во многом неясно. Е.Ф. Шнюков [29] предполагает здесь существование вдавленной синклинали, которая скрыта мощным чехлом сопочных брекчий.

Четвертый тип грязевых вулканов представлен «вдавленными синклиналями» Керченского п-ова и «порсугелями» Челекена (см. рис. 3, IV, г, д).

Обычно это крупные и округлые впадины диаметром более 200–300 м, расположенные на относительно ровной поверхности и окруженные кольцевыми разломами. Центральные части впадин заняты водой, которая местами пузырится от поступающих снизу газов.

Вдавленная синклиналь – грязевулканическая структура второго порядка, как правило, осложняющая присводовую часть антиклинали. Здесь по разломам, ограничивающим жерло, осуществляется опускание части грязевулканической постройки, в которой чередуются сопочные брекчий и нормальные осадочные отложения. Такие провалы особенно типичны для грязевых вулканов и складок Керченского п-ова.

Еще в позапрошлом веке Н.А. Головкинский (1889) предположил, что такие вторичные опускания участков структуры связаны с извержением большой массы грязебрекчий и соответствующей убыли объемов пород на глубине. После работ К.А. Прокопова (1926), Г.А. Лычагина (1952), а также Е.Ф. Шнюкова и др. (1971) принято считать, что грязевой вулканизм обеспечивает избыток массы грязебрекчий на дневной поверхности и дефицит ее в глубине; вследствие создавшейся ситуации начинается формирование кольцевых разломов и грабенов, вовлекающих в процесс опускания фрагменты нормально залегающих осадочных отложений, грязебрекчий и оползни.

Очень близки к «вдавленным синклиналям» грязевые вулканы острова Челекен (Западный Порсугель, Розовый Порсугель), а также Куринской впадины (озера севернее вулкана Дуздаг) и Керченского полуострова (озеро Чокрак).

Обычно это крупные округлые впадины диаметром 200-300 м и более, расположенные на относительно ровной поверхности и окруженные кольцевыми разломами. По разломам отдельные блоки пород опущены. Центральные части впадин заняты водой, которая местами пузырится от поступающих снизу газов (рис. 5 б).

Описанные выше типы грязевых вулканов одновременно можно рассматривать как разные стадии единого процесса, поскольку нередко в результате очередного грязевулканического извержения на месте крупной грязевулканической постройки может образоваться озеро, а вместо крупного озера – возникнуть новый конус грязевулканической постройки.

Не останавливаясь на многочисленных примерах подобных метаморфоз, следует подчеркнуть, что предложенная морфогенетическая типизация грязевых вулканов позволяет считать, что в целом грязевулканические процессы реализуются не только при избытке давлений в недрах, но и при их дефиците. Этот вывод существенно ограничивает представления о механизме формирования грязевых вулканов и заставляет серьезно задуматься о расположении, строении, состоянии и преобразованиях грязевулканического очага, питающего вулкан.

О корнях грязевых вулканов

Систему вертикальных и наклонных каналов, по которым на поверхность поступает масса грязебрекчий разной консистенции, воды, жидких и газообразных углеводородов, других компонентов, в геологической литературе принято называть корнями грязевых вулканов. Глубины, на которые проникают корни, определялись несколькими независимыми методами.

С помощью сейсмического профилирования глубина их проникновения установлена в Западной Туркмении и в Южнокаспийской впадине. В первом районе, по данным А.М. Сунгурова [16], она оказалась равной 5–7 км, во втором Л.С. Кулакова и Л.Н. Лебедев (1958) обнаружили корни вулканов на глубине 9 км. Так как мощность осадочного чехла и в том, и в другом случае колеблется от 14 до 20 км, можно определенно утверждать, что корневая система вулканов не выходит за пределы стратисферы – осадочной и вулканогенно-осадочной оболочки Земли.

Косвенные, но очень интересные данные о генезисе грязевых вулканов можно получить путем исследования состава газов, участвующих в процессах извержений или поступающих на дневную поверхность в результате сальзово-грифонной деятельности.

Результаты многочисленных анализов газов вулканов Кавказа, Туркмении и Сахалина, приведенные в табл. 1, позволяют заключить, что, как правило, в них преобладает метан; количество азота и тяжелых углеводородных газов очень невелико, а инертные аргон, ксенон и криптон присутствуют лишь в долях процента.

Только в некоторых вулканах Керченского региона и о-ва Сахалин, наряду с метаном, получает распространение углекислота.

В отличие от грязевых истинные, или магматогенные, вулканы практически не выделяют метан. В их газовой фазе накапливаются хлориды,

Таблица 1

Химический состав газов грязевых вулканов исследованных регионов [34]

Регион	Количество анализов	Количество вулканов	Состав газов, % (об.)						
			СН ₄	ΣТУ	СО ₂	N ₂ + редкие	Ar+Xe+Kr	He+Ne	
Прикаспийско-Кубинская область	10	6	84,5-95,3 90,9	0,0-1,73 0,52	0,01-5,00 2,72	3,0-9,36 5,52	0,021-0,49 0,26	0,004-0,33 0,012	
			Апшерон	90,9-99,8 96,0	0,0-1,5 0,561	0,20-8,6 2,65	0,0-8,20 0,98	0,006-0,068 0,031	0,001-0,016 0,007
			Прикуринская область	87,0-99,1 95,0	0,0-4,70 1,04	0,10-7,10 2,0	0,0-3,0 1,01	0,010-0,073 0,042	0,001-0,022 0,005
Азербайджан	95	42	86,1-99,6 95,8	0,0-0,98 0,227	1,0-9,92 2,36	0,0-3,40 0,93	0,002-0,178 0,065	0,0009-0,018 0,010	
			Шемахинско-Кобустанская область	85,6-98,3 93,3	0,0-6,68 2,49	0,43-5,2 1,05	0,0-5,84 2,25	0,008-0,02 0,015	0,003-0,008 0,005
			Прибалхашская зона	85,3-96,1 91,3	0,0-2,25 1,14	0,3-10,46 4,02	0,74-5,59 3,00	0,01-0,04 0,022	0,002-0,006 0,004
Западно-Туркменская впадина	67	7	8,1-99,0 79,3	0,0-следы следы	0,0-91,7 18,52	0,0-6,30 0,98	0,004-0,087 0,023	<0,001-0,014 0,004	
			Кеймир-Чикимлярская зона	61,1-99,4 90,1	0,0-следы следы	0,0-37,0 9,32	0,0-7,80 1,21	0,001-0,069 0,025	<0,001-0,014 0,004
			Керченская зона	61,4-83,0 67,63	следы	12,70-27,72 22,59	1,7-13,07 8,3	0,016-0,033 0,024	0,001-0,007 0,004
Керченско-Таманская область	110	17	28,0-47,84 38,99	следы	42,74-70,5 56,39	1,5-9,2 4,6	0,007-0,016 0,012	0,002-0,007 0,004	
			Таманская зона	16	2	1			
Пугачевский	10	1							
Южно-Сахалинский									

Примечание: числитель дроби – содержания компонента “от” – “до”; знаменатель – среднее.

Состав газов лавовых вулканов Камчатки и Японии [10]

Регион		Состав газов, %(об.)									
		CH ₄	CO ₂	CO	N ₂ + редкие	HCl	HF	SO ₂	H ₂ S	S ₂	H ₂
Камчатка	Вулкан Билокая	–	0–86	0–42	–	0–46		0–76	0–20		0–45
	Заварицкого	–	–	0–28	–	12–50		0–52	–		0–88
	Шевелуч (сольфатара)	–	86–95	1	–	–		1–9	0–2		1–5
	Шевелуч (купол Каран)	1,3	69,15	–	18,98	–		0–0,7	0–0,7		–
	Безымянный	–	45,75	–	42,08	–		1,62	1,62		–
	Каан	–	93–95,6	0–0,1	2,6	–		–	0–2		0,2–4,4
	Ключевский	–	3,05	–	79,23	–		–	–		–
Япония	Такара Ива-Дзима	–	9,6		0,4	41,9	5,5	28,8	11,0	2,8	
	Кирисима	–	69,5		0,8	10,2	0,1	5,6	13,8	–	
	Асо	–	76,32		0,32	5,61	0,43	7,29	10,03	–	
	Кусацу-Сиранэ	–	21,4		0,30	14,6	–	29,9	33,8	–	
	Ацума	–	69,8		1,00	4,5	0,2	6,7	17,8	–	
	Эсен	–	57,3		1,90	12,6	0,07	6,2	21,9	–	
	Токати	–	27,9		0,30	9,2	0,13	53,1	9,4	–	

углекислота, азот, сероводород, сернистый газ и даже фториды, однако метан, как правило, отсутствует (табл. 2).

Геохимические исследования газовой фазы грязевых вулканов дополнены изотопными исследованиями гелия, углерода и водорода, проведенными А.А. Якубовым, Б.Г. Поляком, Б.М. Валяевым, В.Ю. Лаврушиным и др.

В работах [11, 12, 8] было показано, что только в грязевых вулканах Восточной Грузии и Сахалина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ указывают на примесь мантийной составляющей, да и то в общем объеме газовой фазы эта примесь не превышает 0,1% объема.

Что касается эманаций всех остальных проб грязевых вулканов Керченско-Таманской и Азербайджанской провинций, то они определенно содержат коровый гелий, образование которого тесно связано с преобразованиями древних осадочных отложений и связанного с ними органического вещества.

Глубину корней грязевых вулканов многие исследователи пробовали установить по стратиграфической привязке твердых выбросов, в том или ином количестве всегда присутствующих среди грязебрекчий. Предполагалось, что возраст самых древних включений должен соответствовать максимальной глубине проникновения корней вулканов в осадочный чехол.

Если следовать чисто формальным построениям, то можно думать, что корни грязевых вулканов Керченского п-ова не опускаются глубже миоценовых отложений, а вулканов Тамани и Западнокубанской впадины – прослеживаются в эоцен-палеоценовых толщах и даже в мелу. Корни же большинства грязевых вулканов Азербайджана связаны с меловыми и палеоген-ми-

оценовыми отложениями, по направлению к центру Южно-Каспийской впадины они переходят в более молодые плиоцен-четвертичные отложения.

В этой условной схеме большие сомнения вызывает меловой возраст наиболее глубоко проникающих корней вулканов. Дело заключается в том, что во многих районах Юго-Восточного и Северо-Западного Предкавказья в палеогеновых отложениях широко развиты олистостромовые горизонты, в которых глины содержат обломки меловых пород. Одни исследователи рассматривают их как палеогеновые фации береговых обвалов и оползней, другие – как тектонические брекчии или горизонты с включениями.

Каков бы ни был механизм образования палеогеновых олистостромовых горизонтов, ясно одно: в них широко распространены обломки меловых известняков, поступивших сюда в более позднее время, когда меловые карбонатные формации уже сформировались. Захваченные в момент извержения грязевого вулкана и вынесенные на поверхность, они заставляют сильно «удревнять» привязку корней вулканов.

Скорее всего, корни грязевых вулканов Азербайджана, Тамани и Западно-Кубанской впадины не опускаются ниже глинистых отложений майкопа. Что же касается Южно-Каспийской впадины, то здесь они, по-видимому, связаны с глинистыми плиоцен-четвертичными толщами.

В целом, данные по привязке твердых включений грязебрекчий к стратиграфической шкале региона хорошо согласуются с геофизическими и геохимическими данными.

Строение и механизм образования грязевулканических очагов

Скопления грязевых вулканов тяготеют к нефтегазоносным впадинам альпийской зоны складчатости, в которых накапливаются терригенно-глинистые осадочные отложения и формируются мощные толщи глин со сверхвысокими пластовыми давлениями флюидов (СВПД). Грязевулканические провинции Крымо-Кавказского и Кавказско-Каспийского регионов не являются в этом отношении исключением.

Действительно, в пределах Керченского п-ова мощность майкопских глин достигает 1500 м, в Прикаспийско-Кубанском и Шемахино-Кобыстанском районах мощность майкопских и подстилающих их коунских глин – 2000 м и более, а на Апшероне – 1600 м. Для всех этих районов особенно типичны огромные СВПД.

Нам представляется, что избыточные давления флюидов в мощных толщах глин формируются как правило за счет фазовых преобразований глинистых минералов в области высоких температур (и давлений), и в первую очередь – иллитизации смектитов.

В схеме этот процесс можно представить себе так, как он изображен на рис. 6 [17, 23]. В его верхней части приведен макет образования зоны разуплотнения и сверхвысоких поровых давлений в глинах. Мощный пласт преимущественно смектитовой глины опускается в глубь осадочного элизионного бассейна, последовательно занимая положение А, Б, В, Г по отношению к зоне критических температур и давлений, ниже которой смектитовая фаза существовать не может.

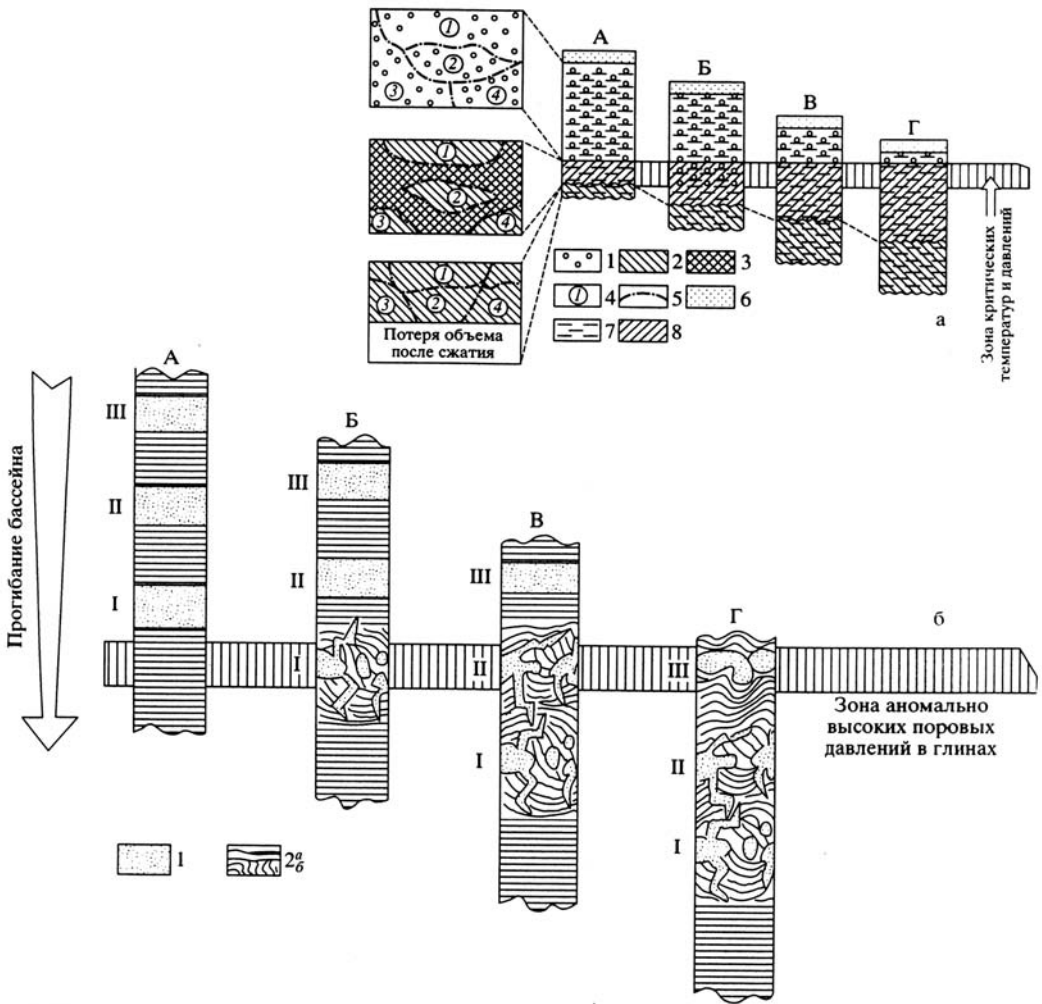


Рис. 6. Принципиальная схема фазового преобразования глин, формирования СВПД, текстур песчаного диапиризма и очагов грязевых вулканов

a – модель формирования СВПД и зоны разуплотнения в смектитовых глинах. 1 – смектитовая глина; 2 – иллитовая глина; 3 – кристаллизационная вода в порах зоны разуплотнения; 4 – микроблоки глинистого материала; 5 – границы микроблоков; 6 – песчаник; 7 – глина; 8 – формирующаяся зона разуплотнения и СВПД. *б* – схема образования текстур песчаного диапиризма (кластических даек и горизонтов с включениями) и очагов грязевых вулканов. 1 – песчаники; 2 – глины; а – нормально залегающие, б – деформированные. I, II, III – пласты песчаников в глинах. А, Б, В, Г – положение разреза по отношению к зоне гидродислоцизации, разуплотнения и СВПД

Процесс, реализующийся при фазовых превращениях глинистых минералов, изображен в левой части рисунка. Здесь показано, как блоки смектитовой глины (1, 2, 3, 4) при погружении превращаются в иллитовые (1, 2, 3, 4), уменьшаясь в объеме и выделяя кристаллизационную воду в зоне критических температур и давлений. Вблизи от границы иллитизации закладывается зона разуплотнения глин – пласт, в котором иллитовые блоки взвешены в выделившейся кристаллизационной воде.

Глубже новообразованные блоки сближаются под действием возросшего геостатического давления, и вся поровая вода отжимается вверх, в зону

разуплотнения. Иллитовая глина уплотняется, а над ней возрастает поровое давление жидкости – в зоне разуплотнения образуется область СВПД.

Ширина зоны разуплотнения глин и величина пластовых давлений в ней в значительной степени зависят от мощности преобразуемой толщи и от ее положения по отношению к границе критических температур и давлений. Изначально эта зона и СВПД сравнительно невелики. Но по мере того, как опускающаяся в глубь стратисферы глинистая толща все больше охватывается иллитизацией, область разуплотнения становится все мощнее, а СВПД – возрастают.

Процесс по сути своей в какой-то степени напоминает «зонную плавку», предложенную А.П. Виноградовым и А.А. Ярошевским для объяснения значительных масс гранитной магмы, выплавляющейся из мантии.

Структурно-геохимическое изучение глин позволяет предположить, что мощность зоны разуплотнения может достигать 400–500 м и более [26].

В реальных условиях элизионных систем предложенная идеализированная схема фазовых превращений глинистых минералов существенно усложняется:

1. Количество смектита в трансформирующихся глинах не обязательно должно резко преобладать над всеми остальными глинистыми минералами; расчеты показывают, что при исходном содержании 25–30% смектита иллитизация 1 м³ глины сопровождается выделением 17–20 кг H₂O⁺. Нетрудно понять, что глинистые толщи мощностью в 1,5–2,0 км могут создать весьма значительную зону обводнения в осадочном чехле.

2. Увеличение порового давления в глинах в конечном счете может привести к взламыванию изолированных пор и образованию единого порового пространства в зоне обводнения. В этом случае отношение пластового давления к условно гидростатическому превысит 2,3, а такое сверхгидростатическое давление превратит глину в полужидкую массу.

3. Формирование подземных глинистых плывунов резко увеличивает проницаемость отдельных участков глинистой толщи и стимулирует усиление реакций термолиза и термокатализа рассеянного органического вещества, гидролиза карбонатов и растворения силикатного SiO₂ – всех тех процессов, что происходят в главную фазу нефте- и газообразования [17, 23, 24].

4. Пластовое давление в грязевулканическом очаге растет также за счет поступающего в него газа и нефтяных углеводородов; осуществляется интенсивная интеграция парциальных давлений и относительная гомогенизация всех составляющих, включенных в систему. В зонах разуплотнения образуются не воды, а сложные по составу газоводные флюиды.

5. В зоне разуплотнения глин протекает интенсивное упорядочение ориентировки частиц глинистых (и терригенных) минералов и перераспределение химических элементов, меняющих свои формы нахождения.

Здесь рождаются новые ассоциации аутигенных минералов, отражающие особенности новой физико-химической среды.

При погружении глинистых толщ в глубину осадочного бассейна и иллитизации смектита рост поровых давлений прекращается, когда в область СВПД попадает разлом, вертикальная зона трещиноватости или песчаный пласт-коллектор. Тогда поровые флюиды, накопленные в зоне разуп-

лотнения, устремляются в поровые пространства песков или уходят по плоскости разломов, а поровые давления в глинах падают до обычных для данных глубин.

При существенной разнице поровых давлений в глинах и коллекторах могут, по-видимому, возникать коллизии, существенно меняющие текстуру и характер залегания не только глин, но и других осадочных пород в разрезе. В нижней части рис. 6 приводится один из возможных механизмов формирования кластических даек и горизонтов с включениями. Когда пласт песка I входит в область разуплотнения и СВПД, он превращается в пльвун. Пластичности слоев песчаника и глины выравниваются, и они деформируются как весьма сходные породы,

Иногда перепад поровых давлений в глинах и песчаниках настолько велик, что их соприкосновение приводит к гидроразрывам. Под огромным давлением разжиженный песок инъецируется в трещины, заполняет их и после декомпрессии цементируется компонентами, растворенными в пульпе. Именно так формируются песчаные дайки, горизонты с включениями, диапировые апофизы и другие консеквентные тела, описанные нами в ряде предшествующих работ. Они нередко ассоциируются с грязевыми вулканами, и это приводит к мысли, что в очаг подобных образований помимо разжиженных флюидами глин могут входить и разжиженные пески-пльвуны. Их проявления особенно типичны для грязевых вулканов Туркмении, где грязебрекчии часто содержат песчаники самой причудливой формы.

Таким образом, очаг грязевого вулкана представляет собой тело, сложенное глинами (реже – песками), разжиженными гомогенизированными газоводными флюидами (водой, нефтью, газами разного состава), часто с большим количеством твердых обломков вмещающих пород. Оно формируется на больших глубинах за счет саморазвития элизионных систем и при благоприятных обстоятельствах питает корни грязевулканических построек.

Потенциальные возможности таких грязевулканических очагов хорошо раскрываются при исследовании аварий нефтяных скважин. Очень распространенный случай описан в работе [4] и Н.Ю.Халиловым (1972). На грязевом вулкане Дашгиль (Бакинский архипелаг) из забоя была выброшена вся колонна бурильных труб длиной в 2500 м, которая оказалась кольцеобразно уложенной вокруг буровой вышки. Значительно чаще инструмент вытеснялся пластичной глинистой массой, напоминавшей грязебрекчии, а затем эти скопления грязи выдавливались из ствола скважины напоподобие диапира.

Другие случаи связаны с так называемыми «буйными» скважинами, широко распространенными в США (штаты Техас и Луизиана), а также в Бакинском районе. Аварии сопровождались внезапными выделениями большого количества воды и газа, провалами буровых вышек и образованием округлых воронок диаметром 200–250 м. В течение длительного времени после аварии (8–10 лет) вода выносила на поверхность огромное количество глинистого материала.

Различия между этими крайними случаями заключаются в составе и строении грязевулканического очага и условиях его вскрытия скважина-

ми. В первом – грязевулканический очаг реагировал на введение в него забоя скважины как единое тело, стремившееся занять больший объем, а в других – из него удалялись вода и газ, падало давление, образовывалось свободное пространство в недрах, а около устья скважины сформировалась кальдера обрушения и произошло проседание пластов.

Эти два разных вскрытия очага грязевого вулкана скважинами до некоторой степени аналогичны формированию крайних морфогенетических типов грязевых вулканов в предложенной типизации. Первый случай сходен с образованием диапировых вулканов и вулканов с мощными грязевулканическими постройками, а остальные – с вдавленными синклиналиями, всегда близкими по форме к кальдерам обрушения.

Очевидно, что аналогия в поведении буровых скважин и грязевых вулканов косвенно подтверждает наши представления об условиях и механизме формирования грязевулканических очагов.

С геологической точки зрения очаги грязевулканической деятельности можно рассматривать как разжиженные и линзовидные слои-волноводы, залегающие примерно в соответствии с напластованием слоев, местами пересекающие стратиграфические границы. В тех местах, где они пересекаются системой трещин и разломов, в них образуются консеквентные ответвления – собственно корни грязевых вулканов. Выше эти образования (ответвления) сменяются жерловыми грязебрекчиями, а уже на дневной поверхности – полями кратерных и сопочных грязебрекчий, нередко формирующими вулканические постройки.

Динамика развития грязевого вулкана

В развитии подавляющего большинства грязевых вулканов можно отчетливо различить три стадии:

- формирование грязевулканического очага, обусловленное особенностями эволюции элизионной системы;
- извержение грязевого вулкана, в значительной степени отражающее состав и условия залегания грязевулканического очага;
- возникновение пассивной грифонно-сальзовой деятельности, видоизменяющей последствия этого извержения и подготавливающей новый катаклизм.

Первая стадия протекает на фоне аккумуляции терригенно-глинистых отложений, углубления впадин и поступления флюидогенерирующих глин в области повышенных температур и давлений. Первичные свойства захороняемых глин определяют те соотношения компонентов во флюидах очага, которые играют большую роль в определении типа извержения и даже морфогенетического типа грязевого вулкана. В этом отношении грязевой вулканизм очень похож на лавовый, в котором, как известно, кислотность-щелочность магмы и коэффициент эксплозивности определяют особенности извержения и характер вулканической постройки.

Большое значение играет величина суммарного СВПД, возникающего в очаге. Она, как и компонентный состав флюидов, зависит от первичных палеогеографических, седиментационно-диагенетических, фациальных и тектонических условий залегания глинистых пород.

В целом формирование очага направлено в сторону интеграции и гомогенизации твердых, жидких и газообразных компонентов и в условиях закрытой физико-химической системы создает отличную от вмещающих отложений потенциально активную и подвижную среду слоя-волновода.

Вторая стадия начинается вскрытием грязевулканического очага системой разломов и трещин, в результате чего закрытая физико-химическая система переходит в открытую. Этот процесс сопровождается фазовой дифференциацией вещества и одновременным движением масс от очага к поверхности. Главный фактор, регулирующий извержение – падение давления, связанное с таким перемещением. Снижение давления интенсивно воздействует на консистенцию разжиженных глин. Как известно, уменьшение его превращает полужидкую массу в плотное глинистое тело.

Большую роль во время извержения играет потеря газовой составляющей. Она изменяет свойства остаточного раствора и нередко приводит к образованию аутигенных минералов. Так, например, потеря газообразного CO_2 вблизи поверхности смещает карбонатные равновесия в сторону выпадения твердой фазы карбонатов. Последние цементируют до этого подвижные пески-пльвуны, образуя пробки-кольматации, перекрывающие грязевулканический канал. Многократное повторение осаждения карбонатов и продавливание сквозь пробку газоводных песчаных пльвунов может создать целую систему карбонатных песчаных труб.

Потеря метана способствует концентрации тяжелых углеводородов и формированию цементирующих пески битумоидных и асфальтовых образований.

Большое значение при извержении грязевого вулкана имеет и поведение трудносжимаемой воды. Ее резкое выделение из грязебрекчий и уход по каналу к поверхности может вызвать эффект «бешеной скважины», способствовать образованию дефицита массы на глубине и возникновению кальдеры проседания вокруг кратера.

Иногда запечатывание каналов вулкана происходит чисто механическим путем. В них могут застрять захваченные грязевым потоком обломки размерами до $5\text{--}10\text{ м}^3$.

Часто кратер вулкана забивается грязебрекчиями, объемы которых необычайно велики. По подсчетам [32], масса грязебрекчий, выброшенных на поверхность в результате деятельности 220 вулканов Азербайджана, составила $100\text{--}110$ млн м^3 .

Как бы то ни было, процесс извержения грязевого вулкана в целом направлен на разделение компонентов, интегрированных в очаге. Он вызывает существенное падение СВПД в области питания системы, завершается запечатыванием ранее активно действующего канала и переходом к следующему, относительно спокойному этапу развития.

Третья, сользово-грифонная стадия, с одной стороны, может рассматриваться как окончание извержения, а с другой – как подготовка следующего катаклизма. В этот период на глубине, в очаге вулкана, регенерируется СВПД, поскольку развивающиеся элизионные процессы в условиях замкнутой физико-химической системы способны восстанавливать свои

исходные параметры (Р, Т). Одновременно уменьшается проницаемость пробки, запечатывающей грязевулканический канал.

Следует подчеркнуть, что грязебрекчии, перекрывающие каналы вулкана и формирующие кратерную площадку, редко представляют собой полностью непроницаемую систему. В них часто обнаруживаются трещины, зоны повышенной проницаемости и каналы, по которым в первую очередь двигаются и разгружаются газы. В истории многих грязевых вулканов уже после завершения активных извержений известны длительные периоды, когда огненные факелы украшали кратерные площадки. Они представляют собой газообразные углеводороды, сгорающие при выходе на поверхность.

В сальзово-грифонный этап развития по следам мигрирующих газов устремляются воды. Они выносят из запечатывающих эруптивный канал грязебрекчий большое количество тонкого глинистого материала, расширяя и совершенствуя пути разгрузки. В то же время они захватывают и растворяют в себе большое количество глинистого материала, превращаясь в настоящий глинистый раствор.

В целом сальзово-грифонные воды грязевых вулканов по составу очень похожи на пластовые воды нефтяных и газовых месторождений региона. Любопытно также, что в пределах одного и того же кратерного поля каждая сальза выносит воды разного класса и типа.

Таким образом, период усиленной сальзово-грифонной деятельности нарушает монолитность грязевулканических скоплений, запечатывающих кратер грязевого вулкана, делает их рыхлыми, пронизанными многочисленными вертикальными каналами и полостями. В результате эта разрыхленная масса грязебрекчий оказывается не в состоянии противостоять давлению грязевулканического очага и при первом же землетрясении, сейсмическом толчке, тектонической подвижке или другом нарушении равновесия вовлекается в новое извержение.

1. Башарина Л.А. Эксгаляции кислых лав вулкана Безымянного. В кн.: Современный вулканизм северо-востока Сибири. М.: изд-во АН СССР, 1961. – С. 24-52.
2. Гемп С.Д., Дурова Н.В., Несмелова З.Н. Изотопный состав углерода углеродсодержащих газов (CH_4 и CO_2) грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия, 1970. – №2. – С. 243-247.
3. Горин В.А., Буннат-Заде З.А. Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку: Аз. гос. изд-во, 1971. – 190 с.
4. Дурмишьян А.Г., Халилов Н.Ю. Аномально-высокие пластовые давления на площадях Бакинского архипелага и причины их возникновения // Геология нефти и газа. – 1972. – №8. – С. 34-39.
5. Иванчук П.П. Гидровулканизм и формирование залежей углеводородов. – Автореф. дисс. на соиск. докт степени / ЛГУ, 1970. – 70 с.
6. Калинин М.К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1964. – 205 с.
7. Кулакова Л.С., Лебедев Л.И. Некоторые черты грязевого вулканизма в Южном Каспии // Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. – С. 96-104.

8. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полез. ископаемые. 1996. – № 6. – С. 625-647.
9. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Источники углеродсодержащих газов в грязевых вулканах СНГ / Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 1997. – С. 67-70.
10. Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций // Труды Лабор. вулканологии. 1959. – Вып. 16. – С. 38-82.
11. Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю. и др. Изотопы гелия в газах грязевых вулканов Тамани // Докл. РАН, геохимия, 1996. – Т. 349. – С. 249-252.
12. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа; следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия, 1998. – №4. – С. 383-394.
13. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. М.: Недра, 1987. – 174 с.
14. Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление в геологии // Отечественная геология. 1994. – № 7. – С. 79-31.
15. Сырык И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. – 237 с.
16. Сунгуров А.М. Особенности строения грязевых вулканов юго-западной Туркмении // Новости нефт. техники и геологии. 1958. – №9. – С. 6-15.
17. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. – 149 с.
18. Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. – №4. – С. 12-28.
19. Холодов В.Н. Стратисфера – источник рудоносных растворов // Природа, 1990. – №4. – С.10-17.
20. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщ. II. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. – № 2. – С. 104-114.
21. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. I. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002. – №1. – С. 227-241.
22. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. II. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. – №4. – С. 339-358.
23. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.
24. Холодов В.Н. Биосфера и происхождение нефти // Литология и полез. ископаемые. 2008. – №5. – С. 362-389.
25. Холодов В.Н. Элизионные системы Днепровско-Донецкого авлакогена. Сообщение 1. Геологическое строение авлакогена и катагенетические процессы Предкавказья и Большого Донбасса // Литология и полез. ископаемые. 2012. – №6. – С. 568-590.
26. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Ст. I. Геолого-литологические особенности и механизм образования элизионных систем Восточного Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 2001. – №6. – С. 563-582.
27. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Ст. II. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической гидрослюдизации // Литология и полез. ископаемые. 2001. – №6. – С. 582-610.

28. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. – 332 с.
29. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова Думка, 1986. – 149 с.
30. Якубов А.А., Зейналов М.М. Грязевой вулканизм Азербайджана // Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд. АН АзССР, 1964. – С.130-145.
31. Якубов А.А., Ализаде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку: Изд. АН АзССР, 1971. – 255 с.
32. Якубов А.А., Алиев Ад.А. Геохимические особенности продуктов деятельности грязевых вулканов // Тез. докл. VIII Межд. конгресса по орг. геохимии. 1977. – Т. 2. М.: Изд. АН СССР. – С. 29-36.
33. Якубов А.А., Али-Заде А.А., Григорьянц Б.В. и др. Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР масштаба 1:500 000. Баку: Изд. МГСССР, АНАзССР, 1978. – 38 с.
34. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Изд. ЭДМ, 1980. – 162 с.
35. Iwasaki I. et al Chemical composition of the volcanic gases of Japan // Bull. Volcanologie, 1962. – v. 24. – P. 20-56.

Описано закономірності розподілу грязевулканічних провінцій, морфогенетичну типізацію грязьових вулканів, будову і механізм утворення грязьовулканічних осередків, динаміку розвитку вулкана.

Regularities of peculiarities mud-volcanic provinces distribution, morphogenetic typisation of mud volcanoes, structure and mechanism of mud-volcanic focus formation and development dynamics of volcano are described.

Поступила 09.10.2012 г.