
**Т.Ю. Тверитинова², А.Л. Собисевич¹,
Л.Е. Собисевич¹, Д.В. Лиходеев¹**

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

² Геологический факультет МГУ, Москва

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ГОРЫ КАРАБЕТОВА

Выдающемуся ученому, академику Евгению Федоровичу Шнюкову исполняется 85 лет. Мы, его ученики и последователи, поздравляя Евгения Федоровича с юбилеем, считаем своим приятным долгом отметить большие заслуги и неоценимый вклад, который внес Евгений Федорович в развитие наук о Земле.

В числе многочисленных научных работ Евгения Федоровича следует выделить работы, которые связаны с изучением Керченско-Таманской грязевулканической провинции, как в пределах ее континентальной части, так и прилегающих морских акваторий. В этой части были получены уникальные научные знания — от структурных особенностей грязевых вулканов и связанных с ними месторождений железных руд, серы, ртути до структуры глубинных корней грязевулканических построек и связи с ними зон нефтегазогенерации, формирования нефтегазоносных структур и залежей газогидратов.

Результаты оригинальных научных работ Евгения Федоровича и возглавляемых им многочисленных научных и научно-производственных коллективов, объединяющих исследователей различных стран, освещены в сотнях статей и десятках фундаментальных монографий.

Настоящую статью о глубинной структуре грязевого вулкана горы Карабетова, написанную по результатам новейших геологических и сейсмоакустических исследований, авторы посвящают славному юбилею Евгения Федоровича Шнюкова.

Ключевые слова: *грязевой вулканизм, геофизический разрез, Керченско-Таманская грязевулканическая провинция.*

Современный грязевой вулканизм принадлежит к геологическим процессам, вызывающим катастрофические последствия. Грязевой вулкан горы Карабетова — один из самых активных на Таманском полуострове, своими взрывными извержениями периодически демонстрирует всю мощь этого, на первый взгляд безобидного природного явления. Бурный характер деятельности вулкана неизбежно отражает закономерности современных геологических процессов в регионе и вскрывает внутреннее строение тектонических структур, ответственных за возникновение грязевых вул-

© Т.Ю. ТВЕРИТИНОВА, А.Л. СОБИСЕВИЧ, Л.Е. СОБИСЕВИЧ,
Д.В. ЛИХОДЕЕВ, 2015

канов. Это обстоятельство позволяет рассматривать вулкан горы Карabetова в качестве природной лаборатории, позволяющей раскрыть многие неизвестные особенности грязевого вулканизма. Основой таких исследований является, прежде всего, выявление внутренней структуры и динамики современных геологических процессов в недрах грязевых вулканов комплексом геолого-геофизических методов.

Структурная позиция, геологическое строение и формы проявления экзогенных геологических процессов

Керченско-Таманская грязевулканическая провинция (вторая в мире по количеству грязевых вулканов) отвечает наиболее глубоким частям Керченско-Таманского поперечного и Индоло-Кубанского и Туапсинского краевых прогибов и одновременно — Керченско-Таманской складчатой зоне в створе складчатых сооружений Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма. Грязевый вулканизм и геологическое строение Керченско-Таманской области давно привлекали [Белоусов, Яроцкий, 1936; Белоусов, 1960; Геология..., 1968; Губкин, 1950; Губкин, Федоров, 1938; Кудряшов, 1939; Пустильников, Чекунов, 1969; Туголесов и др., 1985; Шарданов и др., 1962; Шарданов, Пекло, 1961; Якубов и др., 1980 и др.] и продолжают привлекать к себе внимание [Андреев В.М., 2005; Афанасенков и др., 2007; Бобровников и др., 2012; Богатилов и др., 2003; Глинский и др., 2007, 2008; Гончар и др., 2004; Евсюков, 2007; Есипович, 2012; Золотов и др., 2001; Копп, 1985; Летавин, 1980; Лыгина, Лыгин, 2006; Лысенко, 2012; Маринин, Расцветаев, 2008; Мейснер, 2009; Мейснер, Туголесов, 2001; Науменко, 2006; Науменко, Мельник, 2006; Науменко и др., 2006; Овсяченко, 2005; 2006; Попков и др., 2007; Попович, 2000; Рогожин и др., 2014; Собисевич, 2001; Собисевич, Лиходеев, 2007; Тверитинова и др., 2014; Тверитинова, 2014; Холодов, 2002; Шейн, 2006; Шнюков, 1999; Шнюков и др., 1986, 1992, 2006, 2007, 2012, 2013; Шнюков, Лукин, 2011; Шнюков, Нетребская, 2013; Юдин, 1995 и др.]. В разрезе здесь выделяется три литологических комплекса: полифациальный с участием грубообломочных моласс надмайкопский (плиоцен-квартер), глинистый майкопский (олигоцен-миоцен) и глубоко залегающий, преимущественно терригенно-карбонатный подмайкопский комплексы. Основным источником сопочной брекчии грязевых вулканов является мощная (более 5 км) толща пластичных глин майкопской серии, способствующих формированию диапировых структур.

Большинство известных в этой провинции грязевых вулканов расположено на Керченском и Таманском полуостровах, значительное их количество обнаружено в Азовском и на шельфе Черного моря, а по новейшим исследованиям — и на больших глубинах черноморской впадины [Шнюков и др., 1986, 1992, 2006 и др.]. Около четверти известных грязевых вулканов действующие, остальные — потухшие или ископаемые. Грязевые вулканы пространственно связаны с характерными для Керченско-Таманской зоны антиклинальными диапировыми складками с ядрами из пластичных, насыщенных флюидами майкопских глин. В выбросах большинства грязевых вулканов Таманского полуострова, включая и вулкан горы Карabetова, нет обломков пород древнее олигоцена или майкопской серии. Это указывает на решающую роль пород майкопской серии в формировании геологических структур, ответственных за возникновение грязевых

вулканов, о чем было известно уже давно [Белоусов, Яроцкий, 1936; Лебедева, 1962; Федоров, 1939; Белоусов, 1960 и др.]. Тем не менее, большинство диапировых и криптодиапировых структур, контрастно выраженных в изменении мощностей майкопа, имеет в своей основе складчатые или разрывные структуры в домайкопских комплексах, строение которых остается слабоизученным, что является причиной неоднозначной интерпретации характера приповерхностных структур на глубине, особенностей сочленений структур прогибов со структурами складчатых сооружений.

В настоящее время появляются новые геолого-геофизические и сейсмические данные о строении подмайкопских отложений в связи с работами, направленными на выявление перспектив на нефтегазоносность [Бобылев и др., 1979; Енгибарян, 2006 и др.]. Интерпретация тектонического строения и развития региона производится с позиций тектоники плит [Енгибарян, 2006; Никишин и др., 2001; Полухтович и др., 1981 и др.].

Действующие грязевые вулканы в основном выражены сложенными сопочной брекчией пологими конусовидными сопками диаметром у основания до 1—2 км и высотой до 50—100 м (вулканы г.г. Горелой, Карабетовой, Макотра, Чиркова) или занимают площадь в несколько кв. км при небольшой мощности продуктов извержений (до 40—50 м) (г.г. Шапурская, Педенкова, Круглая). На платообразных поверхностях усечённых конусов главных вулканов распространены малые, плохо выраженные конусы (сальзы) высотой 1—1,5 м. Вершины многих вулканов венчаются потухшими и действующими кратерами и воронкообразными сальзами, заполненными жидкой сметанообразной грязью. В пределах сопочных полей часто наблюдаются кальдеры проседания. Многие грязевые вулканы сопровождаются высачиванием нефти и газовыми выбросами. Признаками грязевых вулканов, перекрытых более молодыми отложениями, служат характерные литологические особенности осадков, наличие в разрезах сопочной брекчии, выходы газов.

Среди действующих грязевых вулканов известны вулканы на грифонно-сальзовой стадии, с выделением маловязкой грязевулканической брекчии без интенсивных газовых проявлений, или взрывной, с выбросами газов, в ряде случаев сопровождающимся воспламенением. Периодичность грязевулканических извержений составляет в среднем первые десятки лет.

В основании сопочной брекчии залегают осадочные неогеновые отложения. Продукты излияний вулканов вскрываются под их конусами на глубине до 200 м и более. По новейшим геолого-геофизическим исследованиям корни грязевых вулканов достигают глубин более 10—20 км [Шнюков, 1999; Шнюков и др., 1986; 1992; 2006; 2009; 2013; Собисевич и др., 2008].

Грязевый вулкан горы Карабетова — действующий грязевый вулкан Керченско-Таманской грязевулканической провинции. Вулкан приурочен к Карабетовской диапировой антиклинали, являющейся одной из складок протяженной Карабетовской антиклинальной гряды. Геологическое строение рассматриваемого объекта изучалось в течение прошлого и в начале нынешнего столетия [Белоусов, 1960; Белоусов, Яроцкий, 1936; Государственная геологическая..., 2009; Енгибарян, 2006; Лебедева, 1962; Федоров, 1939; Шнюков и др., 1986, 1992 и др.]. Описание этого грязевого вулкана с новыми геолого-геофизическими данными приведено в ряде работ [Собисевич и др., 2008; Шнюков, 1999; Шнюков и др., 2006; Шнюков, Маслаков, 2009; Шнюков, Нетребская, 2013 и др.].

Карабетовская антиклинальная зона является осевой структурой в системе складчатых гряд всей Керченско-Таманской складчатой области (рис. 1, см. вклейку). Это протяженная широтно ориентированная возвышенная (более 150 м над уровнем моря) гряда, выраженная на шельфе и суше цепочкой диапировых антиклиналей, часто сопровождающихся грязевым вулканизмом. С запада на восток в ней выделяются складки: Каменистая и Кроткова (на шельфе), Карабетовская, Комендантская, Близнецы, Гирка, Западнонефтяная, Севернефтяная (криптодиапир) и Прикубанская на суше. Прикубанская антиклиналь приурочена к Ахтырскому разлому, играющему роль главного ограничения Западнокубанского краевого прогиба.

В общей региональной структуре Карабетовская антиклинальная гряда является центральным смыкающим звеном межпериклинальной (Крымско-Кавказской) зоны между складками юго-восточной части Керченского п-ова и складками южного крыла Западнокавказского краевого прогиба. Западнее Карабетовской гряды складки имеют юго-западное простирание, определяемое влиянием структуры Горного Крыма, восточнее — юго-восточное, определяемое структурой Северо-Западного Кавказа.

При широтной ориентировке Карабетовской антиклинальной гряды в целом отдельные диапировые антиклинали имеют преимущественно ВСВ простирание, что свидетельствует о правосдвиговых смещениях вдоль этой зоны.

Вершинная часть г. Карабетова — пологонаклонное вулканическое плато площадью ~1,5 км² с многочисленными грязевыми потоками и языками, грифонами с выделением воды, грязи и газа в лунках из сопочной брекчии. Нередки здесь и целые озёрные ванны площадью в десятки и сотни квадратных метров. Крутые склоны вулканов расчленены сетью эрозионных промоин — барранкосов, радиально расходящихся к подножиям.

В ходе полевых работ ученых ИФЗ РАН в августе — сентябре 2007 года было выполнено детальное геолого-геоморфологическое картирование грязевого вулкана горы Карабетова и центральной части Карабетовской антиклинальной гряды, дополненное данными дистанционного зондирования [Собисевич и др., 2008]. На исследуемой территории (рис. 2) сотрудники экспедиции проследили тектонические деформации молодых форм рельефа и разнообразные проявления экзогенных геологических процессов. Установлено, что в расположении форм рельефа наблюдаются довольно четкие структурно-геологические закономерности. Грифоны и сальзы, как правило, приурочены к сводам отдельных антиклинальных складок или тектоническим разрывам. Склоны Карабетовой горы, сложенные сопочной брекчией и подстилающими отложениями, подвержены интенсивной эрозии, что отражает современную активность антиклинальных поднятий. Системы эрозионных ложбин чаще ориентированы радиально по отношению к центрам поднятий, но в ряде случаев некоторые из них расположены косо, что, возможно, связано с наличием осложняющих складчатые структуры дизъюнктивных нарушений.

Самая западная изученная антиклиналь (складка 1) выражена в рельефе полой куполообразной возвышенностью. В сводовой части антиклинали породы чокракского и караганского ярусов прорваны интенсивно дислоцированными глинами майкопской серии. К своду складки приурочен небольшой действующий грифон, из которого считается нефть.

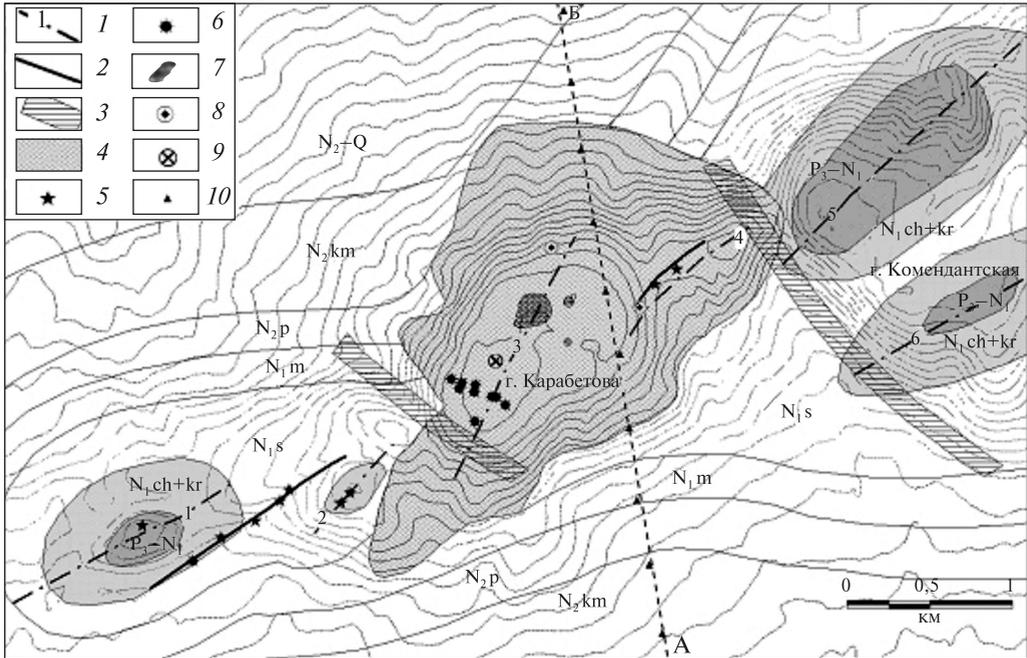
Восточнее расположена глубоко врезанная, спрямленная балочная долина. В ее днище и бортах расположены четыре кулисно расположенных сопочных поля с действующими грифонами. В глинах сарматского яруса наблюдается крутопадающая разрывная зона (10 м шириной) северо-восточного простирания со сбросо-взбросовой и сдвиговой тектонической штриховкой. Залегание пород в крыльях разрыва отражает взбросо-сдвиговый характер перемещения с надвиганием на юго-восток с подворачиванием юго-восточного крыла.

К востоку от описанной разрывной зоны находится небольшая выраженная в рельефе куполообразной возвышенностью антиклиналь (складка 2), в ядре которой выходят на поверхность интенсивно дислоцированные (углы падения до 80°) глины чокракского и караганского ярусов. На крыльях складки, сложенных породами сарматского яруса, залегание быстро выволаживается. В своде наблюдаются два небольших действующих грифона.

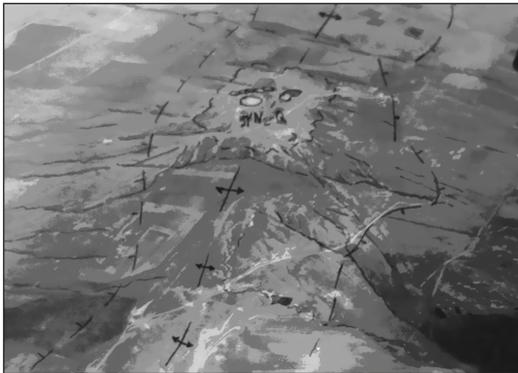
Ядро Карабетовской антиклинали (складка 3) скрыто под сопочной брекчийей. Майкопские отложения в ядре складки не выходят под покров сопочной брекчийи, а облекаются породами сарматского, чокракского и караганского ярусов, падающими под углами до 60—70°. Залегание на крыльях складки глины мезотического и понтического ярусов довольно быстро выволаживаются. Грязевулканические проявления здесь приурочены к ядру складки, перекрытому мощным покровом сопочной брекчийи. Ориентировка антиклинали восстанавливается по структурно-геоморфологическим признакам; прежде всего по контуру пологого вала, осложняющего поверхность плато. Наиболее выразительные проявления грязевого вулканизма горы Карабетова выстраиваются вдоль оси складки. Интересно, что в выбросах грифонов, расположенных на оси антиклинали, наблюдаются многочисленные обломки пород со следами тектонического дробления, бороздами и зеркалами скольжения, что позволяет предположить здесь наличие разрывного нарушения, скрытого под покровом сопочной брекчийи. Другим примечательным обстоятельством является необычная для всей антиклинальной гряды близмеридиональная ориентировка Карабетовской антиклинали.

Погружение Карабетовской антиклинали происходит в районе разломной зоны северо-западного простирания, устанавливаемой по структурно-геоморфологическим признакам. Зона выражена спрямленной балочной долиной асимметричного строения. Северо-восточный борт долины гораздо круче и выше юго-западного и характеризуется широким развитием оползней. Оползни в основном приповерхностные, проникающие на глубину не более 5—8 м. На юго-восток эта зона продолжается крутым уступом, ограничивающим с юга плато вулкана горы Карабетова и пологой балочной долиной.

Антиклиналь, расположенная непосредственно к востоку от горы Карабетова, имеет северо-восточную ориентировку. Эта структура примечательна аномальным строением эрозионной сети. Балочные долины, прорезающие складку, характеризуются глубокими (до 30—40 м) врезами. Глубина современных врезов достигает 2 м. Верхние участки долин вытягиваются согласно простиранию коренных пород чокракского и караганского ярусов, наблюдаемых в днищах долин. Борты долин на этих участках нарушены многочисленными оползнями, некоторые из которых имеют весьма внушительные размеры (до 70 м в длину и до 120 м в ширину). Углы падения пород в ядре складки достигают 70°. Приосевая часть складки нарушена субвертикальной разрывной зоной, имеющей шири-



а



б



в

Рис. 2. а — геологическая схема района горы Карабетова [Собисевич и др., 2008]. Горизонтали рельефа проведены через 5 м. Условные обозначения: 1 — оси антиклинальных складок и их номера; 2 — достоверно установленные разломы; 3 — разломы, выделенные по структурно-геоморфологическим признакам; 4 — покров сопочной брекчии грязевого вулкана горы Карабетова; 5 — действующие грифоны; 6 — недействующие грифоны; 7 — сальзы; 8 — крупные конусообразные грифоны высотой несколько метров; 9 — центр взрывного извержения 6 мая 2001 г.; 10 — пикеты профиля микросейсмической съемки. P_3-N_1 — майкопская серия, глины; N_1ch+kr — чокракский и караганский ярусы, темно-серые глины с прослоями мергелей и известняков; N_1s — сарматский ярус, зеленовато-серые глины с многочисленными прослоями пористых мергелей и известняков; N_1m — меотический ярус, темные глины с прослоями мергелей и известняков; N_2p — понтический ярус, темно-серые, черные глины с прослоями рыхлых известняков, мергелей и песчаников; N_2km — киммерийский ярус, глины, пески с прослоями и линзами оолитовых железных руд в нижней части; N_2-Q — глины супеси, пески, в верхней части горизонт красно-бурых глин. Перспективный (б) и плановый (в) АФС Карабетовой горы

ну около 5 м. Борозды скольжения по разрывам имеют разнообразную ориентировку — от вертикальной до почти горизонтальной. Вдоль описанного разрыва расположены три крупных действующих грифона.

Следующей крупной антиклинальной структурой Карабетовской антиклинальной гряды является антиклиналь горы Комендантской, расположенная к востоку от г. Карабетова. Здесь наблюдаются две ориентированные практически параллельно диапировые складки. В ядрах антиклиналей глины чокракского и караганского ярусов прорваны интенсивно дислоцированными глинами майкопской серии.

Таким образом, складки широтноориентированной Карабетовской антиклинальной гряды имеют в основном ВСВ простирание. Карабетовская антиклиналь выбивается из этой системы, будучи ориентирована субмеридионально (в ССВ направлении). Осевые зоны большинства складок сложены падающими под углами до 60–70° породами чокракского и караганского ярусов, крылья — быстро выполаживающимися породами сармата. Краевые складки изученного участка (1, 5 и 6) характеризуются наличием выходящих на поверхность ядер протыкания с интенсивно дислоцированными глинами майкопского возраста. Центральные антиклинали (складки 2, 3 (собственно Карабетовская антиклиналь) и 4) перекрыты покровом сопочной брекчии. Карабетовская антиклиналь — асимметричная диапировая складка ССВ простирания по олигоцен-плиоценовым отложениям. Размеры структуры 5,0–2,5 км, амплитуда 900 м. Северное крыло относительно пологое, южное — крутое до запрокидывания. Ядро протыкания зафиксировано по кровле майкопа и кровле сармата. Сводовая часть складки осложнена надвигом по майкопским отложениям.

С Карабетовской группой складок (складки 1–4 на рис. 2) связано большое количество грязевулканических проявлений — Карабетовский грязевулканический центр — грязевой вулкан горы Карабетова. Вдоль осей складок, как бы нанизываясь на них, расположены действующие и недействующие грифоны, сальзы, крупные грязевые конусы. Центром всех грязевулканических объектов является юго-западная часть Карабетовской антиклинали (и одновременно грязевого вулкана горы Карабетова) — здесь расположено наибольшее по площади Главное сопочное поле с действующими и недействующими грифонами. За пределами Главного сопочного поля действующие грифоны зафиксированы к ЮЗ и СВ от него — вдоль складок 1 и 2 и между ними, вдоль оси самой Карабетовской антиклинали и складки 4. Грифоны нанизываются на структуры типа продольных к складкам небольших разрывов, расположенных преимущественно к северу от осей складок. Возможно, это соответствует их положению висячих крыльях осложняющих складки разрывов надвигового типа со смещениями в южном направлении. Это хорошо выражено у складок 2 и 4. В Карабетовской антиклинали с ЮЗ на СВ, начиная с Главного сопочного поля, тянется полоса концентрации грязевулканических структур: жерло последнего крупного извержения 2001 года, крупная сальза, крупный грифон высотой несколько метров.

Такое распределение действующих и уже недействующих грязевулканических структур говорит об определенной динамике развития грязевулканического процесса, который начинался в юго-западной части Карабетовской антиклинали, где в основном сосредоточены недействующие грифоны, затем распространился в субширотном направлении вдоль осей ближайших соседних антиклиналей, расположенных к ЗЮЗ и к ВСВ от Карабетовской. Затем активность опять

вернулась к Карабетовской антиклинали, но сосредоточилась вдоль зоны ССВ простирания, которая определяет положение оси собственно Карабетовской антиклинали (возможно, новообразованной).

По положению грязевулканических объектов можно видеть, что их распределение определенным образом связано с элементами складчатой структуры. Основные центры излияний сопочной брекчии тяготеют к сводам антиклиналей, но распределены при этом дискретно. Развитие процесса происходит пульсационно: от центра к периферии, затем снова активизируется центр. Структурный план антиклиналей, осложненных в сводах продольными разрывами и грязевулканическими проявлениями, дополняется системами предполагаемых поперечных или косых разрывов, пересекающих антиклинальную грядку в местах периклинальных окончаний отдельных антиклиналей (см. рис. 2).

В районе Карабетовского грязевого вулкана сотрудником геологического факультета МГУ М.Ю. Никитиным в 2000 г была проведена плановая и перспективная аэрофотосъемка (рис. 2 б, в). На аэрофотоснимках четко определяются контуры новейшего поднятия, подчеркнутые эрозионными системами на его склонах. В привершинной части поднятия дешифрируется сложно построенный грязевулканический комплекс с несколькими сопочными жерлами. По линейности овражно-балочной сети на склонах поднятий отчетливо дешифрируются мелкоамплитудные разрывы и трещины. В грязевулканическом комплексе выделяется, по меньшей мере, шесть разновозрастных и наложенных друг на друга фаз излияния сопочной брекчии. Полевые наблюдения двух привершинных частей сопочного плато г. Карабетова выявили особенности строения Центрального и Паразитного кратеров грязевого вулкана. С Центральным кратером связан активно действующий грязевулканический комплекс, включающий выбросы активизации 2000 г. Жерло Центрального кратера относительно приподнято над рельефом плато и имеет пять — шесть генераций излияний, отделенных друг от друга уступами в рельефе. Молодые покровы сопочной брекчии выражены характерной свежей «такырной» поверхностью. Древние покровы, в том числе в Паразитном кратере, более выположены, замыты, характеризуются сухим, лишенным «такырной» поверхности покровом.

Выявленные особенности складчатой структуры Карабетовской антиклинальной гряды и распределение в ее пределах грязевулканических проявлений позволяют сделать некоторые важные для рассматриваемой структуры выводы. В целом, для Карабетовской антиклинальной гряды характерно асимметричное строение; северное крыло ее более пологое по сравнению с южным, что позволяет предположить приразломный характер всей структуры. Отдельным складкам свойственны черты, характерные для большинства диапировых антиклиналей Таманского полуострова. Ядро складок прорвано сильно перемятыми, пластичными глинами майкопской серии. Более молодые слои вблизи ядра залегают обычно круто, по мере удаления от осей складок они выполаживаются. При этом от ядра к периферии на крыльях складок увеличивается мощность слоев. В своде собственно Карабетовской складки приповерхностная часть ядра не прорвана майкопскими глинами, майкоп залегает здесь на глубине около 1 км.

Структурные планы и зоны концентрации деформаций. Положение грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции структурно обусловлено — в основном они приурочены к сводовым или периклинальным

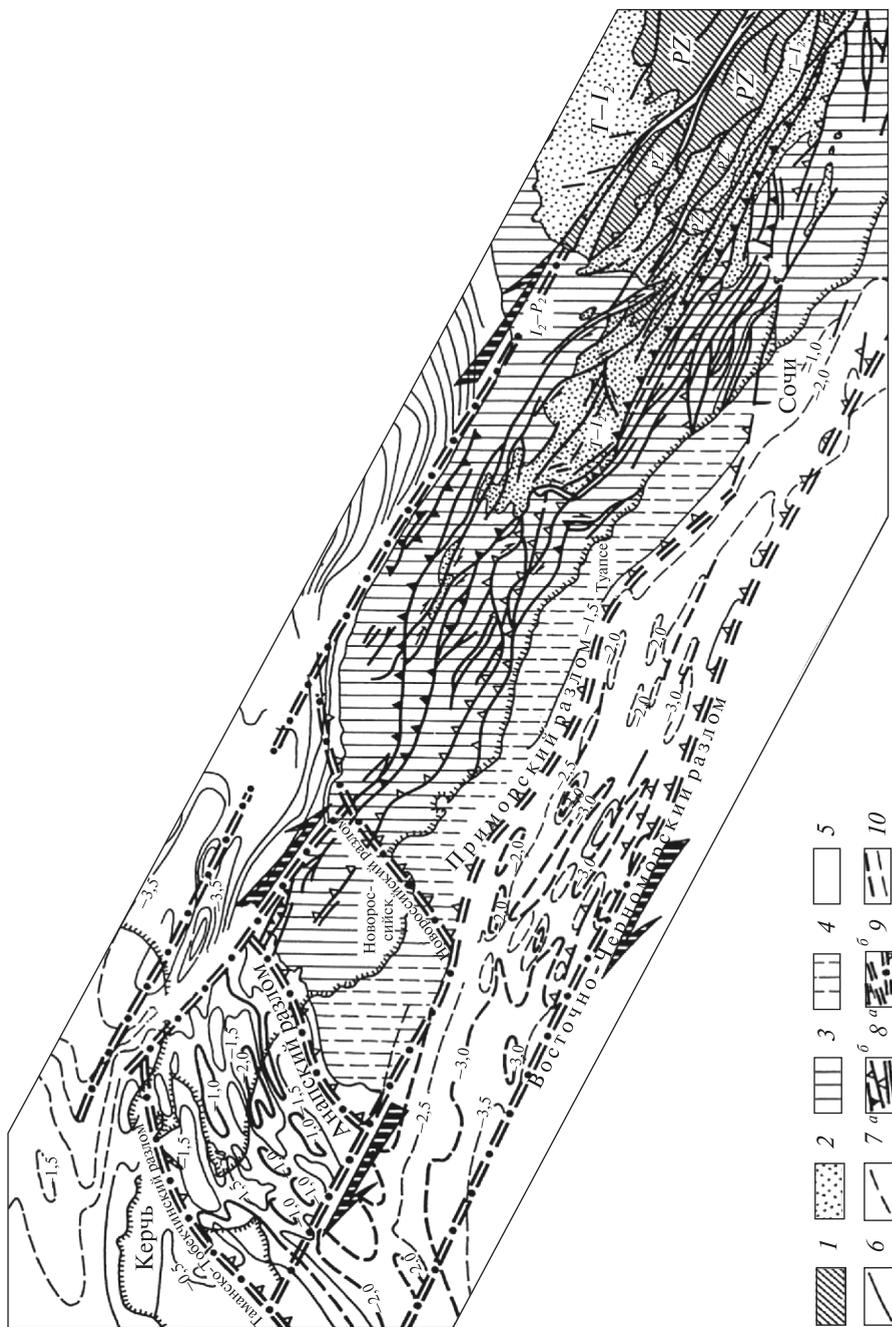


Рис. 3. Разрывы Западного Кавказа и смежных областей [Расцветаев, 1977]. 1 — комплекс основания (киммерийский) геосинклинальный комплекс; 2 — среднепалеозойский геосинклинальный и парагеосинклинальный комплекс (J₃-P₂); 3 — среднепалеозойский геосинклинальный комплекс (P₃-Q); 4 — то же, предполагаемый под водами Черного моря, по данным морских геологических исследований; 5 — позднепалеозойский орогенный комплекс (P₃-Q); 6 — геологические разрывы неустановленного типа; 7 — то же, трассируемые предположительно в пределах Черного моря, по данным морских геологических исследований; 8 — взбросы и надвиги (а — установленные, б — предполагаемые на глубине); 9 — разломы, вдоль которых установлены (а), предполагаются (б) или предполагаются на глубине (в) сдвиговые перемещения; 10 — стратозиогипсы кровли майкопских отложений

частям диапировых антиклиналей, где антиклинали нарушены продольными, поперечными и диагональными разломами. В краевом Индоло-Кубанском и межпериклиналином Керченско-Таманском прогибах в ядрах антиклиналей на поверхность выходят нижнеплиоценовые и майкопские отложения, в направлении орогенов в ядрах складок появляются интенсивно деформированные до-майкопские комплексы. Распределение по площади диапировых антиклиналей не хаотично — они образуют закономерно построенные антиклинальные гряды преимущественно субширотного, северо-восточного или северо-западного простирания, то есть являются составным элементом нескольких структурных планов. Под структурным планом понимается определенное расположение структурно-формационных зон и складчатых систем, обусловленное главным механизмом их формирования. Формирование каждого структурного плана на завершающих этапах развития структур определяется условиями поперечного к ним сжатия. Вместе с тем заложение прогибов (рифтогенного типа) на начальных стадиях формирования геоструктурных зон определяется поперечным к ним растяжением.

В Керченско-Таманской зоне, расположенной между северо-восточным окончанием Горного Крыма и северо-западным окончанием Северо-Западного Кавказа (с обрамляющими их краевыми прогибами), проявляются три структурных плана: «горнокрымский» северо-восточного простирания, «кавказский» северо-западной ориентировки и свой «собственный» — широтный. Антиклинальные гряды, состоящие из диапировых антиклиналей, разделяются более широкими и более просто построенными синклиналиями. Закономерное строение отдельных гряд, в которых отдельные антиклинали расположены кулисно, позволяет рассматривать их как своеобразные зоны концентрации деформации (далее ЗКД) сжатия [Расцветаев, 1987]. Возраст этих структур — позднеальпийский. Системы структур сжатия дополняются ЗКД других ориентировок и кинематического типа (рис. 3).

Взгляд на структуру антиклинальных гряд Керченско-Таманской области как на зоны концентрации деформаций сжатия позволяет предполагать их продолжение в соседние структурные зоны, выявлять своеобразные структурные рисунки различно ориентированных ЗКД разного типа. Каждая структурная система ЗКД сжатия сопоставляется с определенным структурным планом, отражающим условия поперечного к нему сжатия. Широтный структурный план наиболее ярко выражен в антиклинальных грядах западной части Таманского и северной — Керченского полуостровов. Со стороны Кавказа в региональной структуре Керченско-Таманской зоны главенствует «кавказский» структурный план ЗСЗ простирания и поперечные к нему зоны (Анапская, Джигинская и др.), со стороны Крыма — «горнокрымский» — северо-восточной ориентировки, также с поперечными структурами. Кавказский структурный план на Таманском полуострове выражен в очертаниях самого п-ова: он вытянут в ЗСЗ направлении, продолжая основную структуру мегантиклинория Северо-Западного Кавказа. Осевой при этом является водораздельная зона между Ахтанизовским (с юго-западным продолжением в долину Кубани) и Кизилташским лиманами. Краевыми являются четко выраженные в рельефе прибрежные зоны северо-западных продолжений Ахтырского шва и Анапско-Новороссийской зоны. В эшелонированном кулисном расположении складчатых и разрывных структур

проявлена сдвиговая деформация, сопровождающая как структуры сжатия (транспрессия), так и растяжения (транстенсия).

Количество и степень сжатия складчатых структур возрастает, в частности, вблизи Кавказского и Горнокрымского орогенов — в майкопских и надмайкопских отложениях. На удалении от орогенов складчатость практически исчезает, несмотря на сохраняющуюся большую мощность глин. Отсюда следует, что за возникновение этой складчатости ответственны тектонические движения, наиболее интенсивное проявление которых отмечается в пределах и вблизи горных сооружений. То есть, процесс складкообразования на-правлен из орогенов в прогибы. Для прогибов характерны пологие внешние борта и более крутые, осложненные разрывами взбросо-надвигового типа, внутренние («прикавказские» и «прикрымские»). «Приорогенные» зоны прогибов, фиксирующие крупноамплитудные тектонические швы [Мейснер, Туголесов, 1999], трактуются нами как крупные ЗКД сжатия [Расцветаев, 1987 а, б, Расцветаев и др., 1999]. Для этих же зон характерна вергентность складчатых структур, направленная в сторону центральных частей прогибов. В осевых частях прогибов развиты относительно малоамплитудные пологие антиклинали с симметричными крыльями. Все антиклинальные складки носят признаки диапиризма. Складки в подмайкопских толщах характеризуются значительно меньшей амплитудой или вообще отсутствуют.

На позднеальпийском этапе при формировании складчатой структуры Большого Кавказа и Горного Крыма главенствовала тектодинамическая обстановка субмеридионального сжатия, определяя кинематический тип широтно ориентированных структурных элементов как структур сжатия, меридиональных — как структур растяжения, диагональной ориентировки — структур сдвига (правые сдвиги северо-западного простирания и левые сдвиги северо-восточного простирания). Структурные планы северо-западного и северо-восточного простирания отвечают условиям поперечного сжатия соответственно северо-восточной и северо-западной ориентировки. В Керченско-Таманской зоне три структурных плана находятся в сложной взаимосвязи, отражая их пересечение в пространстве и сложную динамику их развития со сменой тектодинамических обстановок во времени. Широко распространена сдвиговая деформация в виде кулисно построенных структур.

Условия формирования грязевых вулканов. Пространственная связь грязевых вулканов с диапировыми антиклиналями с ядрами из майкопских глин указывает на существенную роль в появлении грязевого вулканизма пластического течения глинистого материала майкопской серии в горизонтальной плоскости и его нагнетании в ядра антиклинальных складок. Признание факта горизонтального течения пластичных майкопских глин, приводящее к развитию и процессов грязевого вулканизма, требует обоснования возможности латеральных перемещений глинистых толщ, то есть условий латерального растяжения в антиклиналях. Вместе с тем формирование системы антикалиналей сходного простирания указывает на условия поперечного к складкам сжатия. То есть формирование Карабетовской антиклинальной структуры и грязевого вулкана горы Карабетова происходило при сочетании условий как горизонтального сжатия, так и горизонтального растяжения. Ориентировка сжатия при формировании системы широтных складок субмеридиональная, растяжения — субширотная — вдоль складчатой структуры. Такая ориентация осей деформаций находится в соотве-

тствии с реконструкцией поля напряжений для четвертичного этапа по данным геолого-структурных исследований и анализа фокальных механизмов землетрясений [Расцветаев и др., 1999; Saintot&Angelier, 2000].

Карabetовская антиклиналь имеет несвойственную для типичных диапировых антиклиналей всей гряды ССВ ориентировку и глубокое (1 км) залегание майкопского диапирового ядра. Можно предположить, что такая ориентировка обусловила максимальную концентрацию растягивающих напряжений и наиболее благоприятные условия для разгрузки флюидного давления, в связи с чем диапировое ядро протыкания не вышло на поверхность [Николаевский, 1996; Собисевич и др, 2005].

Глубинные корни грязевого вулкана горы Карabetовой

В ходе плановых полевых работ учеными ИФЗ РАН в августе — сентябре 2007 г. одновременно с геолого-геоморфологическими наблюдениями были выполнены профильные геофизические измерения с использованием метода микросейсмического зондирования [Горбатиков, 2005; Собисевич, 2012]. Показано экспериментально и исследовано на численных моделях, что неоднородности Земной коры определенным образом искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля, а именно, на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Частота связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H = 0,5V_R(f)/f$. При этом низкочастотное микросейсмическое поле рассматривается как суперпозиция цугов фундаментальных мод Рэлея с различным частотным заполнением. Метод реализован в виде принципиально новой технологии микросейсмического зондирования приповерхностных (0—0,5 км) и глубинных (до 50 км) структур земной коры. Технология прошла успешное практическое тестирование на геологических объектах различного масштаба и генезиса.

Геофизический профиль был заложен таким образом, чтобы он по возможности перпендикулярно пересекал субмеридиональную систему разломов, а расстояние между соседними точками измерений составляло приблизительно 420 м. С 27 августа по 2 сентября 2007 г. были произведены измерения на 19 точках. При планировании такой съёмки необходимо принимать во внимание, что оценочный размер геологического объекта, его глубина и характерные частоты микросейсм, «отзывающихся» на этот объект, должны быть согласованы между собой, а выбор параметров измерительных приборов должен производиться, исходя из ожидаемого частотного диапазона микросейсмических сигналов. В соответствии с технологией реализации метода микросейсмического зондирования параллельно с измерениями вдоль профиля передвигжной станцией осуществлялась непрерывная регистрация микросейсмического сигнала на базовой станции, расположенной в поселке Волна на удалении порядка 10 км от горы Карabetова.

По результатам микросейсмического зондирования под вулканом горы Карabetова выделена относительно узкая, вертикальная низкоскоростная зона, ассоциируемая с насыщенным флюидами подводящим каналом. Область питания для подводящего канала по данным эксперимента находится на глубине 4,5—9 км

(рис. 4, см. вклейку). Ниже контрасты сейсмических скоростей S-волн проявляются не так ярко, однако аномалия, ассоциируемая с областью питания, возможно, продолжается до глубины более 15 км. Это значит, что образование ядра диапировой Карабетовской антиклинали, сложенной майкопскими глинами, и грязевого вулкана можно интерпретировать как результат глубинных процессов, определяемых динамическими особенностями дилатансных структур. Образование антиклинальной структуры связывается в таком случае не столько с региональным сжатием, сколько с реакцией перекрывающих майкопскую серию осадков на давление разуплотненных подвижных масс, проникающих по разрывам [Собисевич и др, 2008].

На глубине примерно 800—1500 м выделяется низкоскоростная зона изометричной формы, которая определяет положение приповерхностного грязевулканического резервуара. Диапировое ядро обнаруживает крутое падение на север. Вероятно, такое же положение в пространстве имеет и зона разлома, с которой связана Карабетовская антиклинальная гряда (см. рис. 1).

Заключение

Таким образом, грязевой вулкан горы Карабетова — типичный вулкан грязевулканической Керченско-Таманской области. Он приурочен к Карабетовской диапировой антиклинали, являющейся типичной характерной структурой кайнозойских комплексов Керченско-Таманского прогиба. Подобные антиклинальные складки организованы в антиклинальные гряды субширотного, северо-восточного или северо-западного простирания, отвечающие структурным неоднородностям геологической среды в зоне влияния Горнокрымского и Большекавказского складчатых сооружений и в их межпериклиальной зоне. Главные структурные неоднородности выражены в зонах концентрации деформаций, разделяющих относительно более просто деформированные блоки. Цепочки диапировых антиклиналей — своеобразные зоны концентрации деформаций сжатия со сдвиговой составляющей, способствующей кулискому расположению отдельных антиклиналей в антиклинальных зонах. На распределение структур существенное влияние оказывает и поперечный структурный план, с которым связана в основном разная глубина эрозионно-денудационного среза вдоль горных сооружений от центральных частей к периклиналиям.

В результате проведенных работ впервые получены геофизические данные о внутреннем строении грязевого вулкана горы Карабетова. Глубинное строение Таманского полуострова ранее изучалось, однако имеющиеся материалы бурения и сейсмической разведки МОВ позволяли лишь в общих чертах установить характерные глубины залегания пород различного возраста. Интервал глубин 4,5—9 км условно связывается с распространением меловых терригенно-карбонатных пород. Нефтегазоносность терригенных, преимущественно глинистых нижнемеловых осадков установлена на многих месторождениях Предкавказья, в том числе и на Таманском полуострове (Фонталовское месторождение). Ниже, по всей видимости, залегают терригенные породы юры и переходный терригенно-карбонатный комплекс пермо-триаса. В результате интерпретации полученных нами новых геофизических данных совместно с геолого-геоморфологическими закономерностями формирования данного вулкана, установлена взаимос-

вязь региональной геодинамики и флюидной активности, а также прослежены пути миграции флюидов до глубин 15—25 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты 14-05-90421-Укр-а и 14-05-31246).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев В.М.* Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского // Доклады РАН. — 2005. — Т. 402. — № 3.
2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. — М.: Научный Мир, 2007. — 172 с.
3. *Белюсов В.В.* Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости) // Проблемы тектонофизики. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — С. 261—275.
4. *Белюсов В.В., Яроцкий Л.А.* Грязевые сопки Керченско-Таманской области. Условия их возникновения и деятельности. — Л.-М.: ОНТИ, 1936. — 154 с.
5. *Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В. и др.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. — М.: Недра, 1979. — 184с.
6. *Бобровников Л.З., Дестерев А.Х., Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А.* Прямой сейсмоэлектромагнитный метод поиска газогидратов метана Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2012. — № 4. — С. 72—81.
7. *Богатилов О.А., Войтов Г.И., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Науменко-Бондаренко И.И., Пузич И.Н., Коробейник Г.С.* О пароксизмальном извержении грязевого вулкана горы Карabetова 6 мая 2001 г. (Таманская грязевулканическая провинция) // ДАН. — 2003. — 390, № 6. — С. 805—808.
8. *Геология СССР, IX Том.* — М.: Недра, 1968. — 760 с.
9. *Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С.* Математическое моделирование и экспериментальные исследования грязевого вулкана Шуго // Вулканология и сейсмология. 2008. — 2, № 5. — С. 69—77.
10. *Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С.* Опыт активного мониторинга сложно построенных геологических структур (на примере грязевого вулкана Шуго) // Доклады Академии наук (Науки о Земле). — 2007. — 413, № 3.— С. 398—402.
11. *Гончар А.И., Писанко И.Н., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Шнюков Е.Ф.* Подводный грязевой вулканизм Азово-Черноморского бассейна // Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану). — 2004. — №1. — С. 70—83
12. *Горбатиков А.В.* Патент на изобретение RU № 2271554 «Способ сейсморазведки», 25.03.2005.
13. *Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н.* Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН (Геофизика). 2008. — 421, № 5. — С. 670—674.
14. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск).* — СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2009.
15. *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Кавказская серия. L-37-XIX, L-37-XXV.* — СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2009.
16. *Губкин И.М.* Избранные сочинения. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1950. — 612 с.
17. *Губкин И.М., Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. — М.-Л.: АН СССР, 1938. — 44 с.
18. *Енгибарян А.А.* Литолого-фациальные и тектонические критерии нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Таманского полуострова. Дисс. канд. геол.-мин. наук. — Ставрополь, 2006.

19. Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и история развития Притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. — № 2. — С. 86—97.
20. Есипович С.М. Зоны напряженного тектоно-геодинамического режима и перспективы нефтегазоносности // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. — № 3. — С. 20—35.
21. Золотов Е.Е., Кадурич И.Н., Кадурина Л.С. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа // Геофизика XXI столетия: 2001 год. — М.: Научный Мир, 2001. — С. 85—89.
22. Копт М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. — 1985. — № 3. — С. 62—74.
23. Кудряшов Е.В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуго // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. — М.: АН СССР, 1939. — С. 45—56.
24. Лебедева Н.Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования. — М.: ИФЗ АН СССР, 1962. — С. 219—239.
25. Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. — М.: Наука, 1980. — 152 с.
26. Лыгина Т.И., Лыгин В.А. Путеводитель полевой геологической экскурсии по грязевым вулканам Северо-Западного Кавказа / Государственный научный центр. — ФГУП Южморгеология. — 2006. — 32 с.
27. Лысенко В.И. Предполагаемое проявление грязевого вулканизма в Горном Крыму // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2012. — № 3. — С. 85—90
28. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа / Проблемы тектонофизики. — М.: ИФЗ РАН, 2008. — С. 191—224.
29. Мейснер А.Л. Основные разломы вала Шатского и их влияние на формирование структуры Восточно-Черноморского региона // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. — № 4. — 2009, С. 14—19.
30. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Основные результаты изучения осадочного выполнения глубоководной впадины Черного моря // Разведка и охрана недр. — 2001. — № 8. — С. 23—26.
31. Науменко А.Д. Некоторые аспекты структурной организации Прикерченского шельфа и Керченского п-ова // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 3. — С. 74—80.
32. Науменко А.Д., Мельник И.В. Неотектоническая активность Керченского поднятия // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 4. — С. 55—66
33. Науменко А.Д., Стрижак В. П., Коржнев П.М. Новые представления о генезисе локальных поднятий Керченского п-ова // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 2.
34. Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. Геол, 2001. — N 3. — С. 3—18.
35. Овсюченко А.Н. Проявления молодой тектонической активности в структуре грязевых вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Северного Кавказа. — М.: ИФЗ РАН, 2005. — С. 235—248.
36. Овсюченко А.Н. Сейсмоструктура и элементы современной геодинамики Северо-Западного Кавказа по данным палеосейсмологических исследований. Автореф. дисс.... канд. геол.-мин.наук, М., 2006.
37. Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Самарский А.Д., Хныкин В.И. (УкрНИГРИ) Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Индоло-Кубанского прогиба, <http://geolib.ru/OilGasGeo/1981/01/Stat/stat09.html>
38. Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. — 2007. — № 1 (3). — С.46—50.
39. Попович С.В. Геологические предпосылки нефтегазоносности северо-восточной части Чёрного моря // Геология нефти и газа. — 2000. — № 6.

40. Пустильников М.Р., Чекунов А.В. Индоло-Кубанский передовой прогиб. // Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. — К.: Наук. думка, 1969. — С. 190—210.
41. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. — М.: ГИН АН СССР, 1987. — С.173—235.
42. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа. // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987. — С. 69—96.
43. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. — Т. 1. Новочеркасск, 1999. — С. 69—73.
44. Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго // Геология и геофизика Юга России, 2014. — № 3. — С. 89—115
45. Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. — М.: ОИФЗ РАН, 2001. — 354 с.
46. Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 1. — М.: ИФЗ РАН, 2012. — 510 с.
47. Собисевич А.Л., Горбатов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карabetова // ДАН (Геофизика). 2008. — Т. 422. — № 4. — С. 542—546.
48. Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Локальные тепловые и резонансные аномалии в разломно-блоковых средах // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2007. — № 3. — С. 47—54.
49. Тверитинова Т.Ю., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // ГПИМО. 2014. — № 2. — 36. — С. 80—93.
50. Тверитинова Т.Ю. Грязевой вулканизм в системе активных тектонических структур // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. XIX научно-практическая конференция с международным участием, посвященная памяти геолога-геофизика Ю.К. Щукина. — М., ИФЗ, 2014. — С. 393—397.
51. Туголесов Д.А., Горшков А.С. Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — М.: Недра, 1985.
52. Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. — М.: Изд-во АН СССР. 1939. — С. 5—44.
53. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. — 2002. — № 3. — С. 227 — 241; № 4. — С. 339—358.
54. Шарданов А.К., Мальшик В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. Труды Краснодарского Филиала ВНИИ. — М.: Недра, 1962. — Вып. 10. — С. 53—66.
55. Шарданов А.Н., Пекло В.Н. Новые данные о тектонике западного погружения Кавказа и Тамани. // Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть. — 1961. — Вып. 6. — С. 82—119.
56. Шейн В.С. Геология и нефтегазоносность России. — М.: ВНИГНИ, 2006. — 776 с.
57. Шнюков Е.Ф. Грязевой вулканизм в Черном море // Геол. журн. — 1999. — № 2. — С. 38—47.
58. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Пестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. — К.: Наук. думка. 1992. — 200 с.
59. Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Маслаков Н.А., Шнюкова Е.Е. К минералогии карбонатных образований газовых источников Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 2. — С. 72—81.
60. Шнюков Е.Ф., Лукин А.Е. О самородных элементах в различных геотектонических зонах и сопредельных регионах // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2011. — № 2. — С. 5—30.
61. Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А. Потенциальная опасность грязевого вулканизма для судоходства // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2009. — № 2. — С. 81—91.

62. Шнюков Е.Ф., Науменко С.П., Маслаков Н.А., Парышев А.А., Сокол Э.В., Рыбак Е.Н. Грязевые вулканы озера Тобечик // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2009. — № 4. — С. 79—83.
63. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Корни черноморских грязевых вулканов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2013. — № 1 (31). — С. 87—92.
64. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А., Вогдянов Ю.А. Новые проявления газового и грязевого вулканизма в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 2. — С. 107—110.
65. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А., Кузнецов А.С., Тысик Б.Г. Формы рельефа дна Черного моря как возможные проявления современной геодинамической активности // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2012. — № 2. — С. 99—103.
66. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Атлас грязевых вулканов Керченско-Таманской зоны. — К.: Наук. думка, 1986. — 152 с.
67. Шнюков Е.Ф., Сокол Э.В., Нигматулина Е.Н., Иванченко В.В., Юшин А.А. Золото в грязевых вулканах Керченского полуострова как показатель глубинности грязевулканических флюидов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2013. — № 4 (34). — С. 79—89.
68. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. — Краснодар: Главмедиа, 2006. — 176 с.
69. Юдин В.В. Грязевой вулканизм в Горном Крыму // Доклады РАН. — 1995. — 341, № 3. — С. 395—398.
70. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. — Баку: Элм, 1980. — 164 с.
71. Saintot A., Angelier J. Plio-Quaternary paleostress regimes and relation to structural development in the Kertch-Taman peninsulas // Journal of structural geology. — 2000. — v. 22. — P. 1049—1064.

Статья поступила 18.02.2015

Т.Ю. Тверитинова, О.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, Д.В. Лиходіїв

СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ ТА ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ Й ФОРМУВАННЯ ГРЯЗЬОВОГО ВУЛКАНА ГОРИ КАРАБЕТОВА

Викладено підсумок всебічних геологічних і геофізичних досліджень вулкану Карабетова гора.

Ключові слова: *грязьовий вулканізм, геофізичний розріз, Керченсько-Таманська грязьовулканічна провінція.*

T.Y. Tveritinova, A.L. Sobisevich, L.E. Sobisevich, D.V. Likhodeev

STRUCTURAL POSITION AND STRUCTURE PECULARITIES OF THE MOUNTAIN KARABETOV MUD VOLCANO

The actual paper on the deep underground structure of the Karabetov mud volcano summarizes our recent results of the comprehensive geological and geophysical studies on the subject.

Key words: *mud volcanism, geophysical profile, the Kerch-Taman mud volcanic province.*