

УДК 550.34

DOI: 10.23671/VNC.2014.3.55452

ТРАНСФОРМАЦИЯ РАСЧЕТНОЙ АКСЕЛЕРОГРАММЫ ПРИ УЧЕТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИСТЕМЫ «СООРУЖЕНИЕ-ОСНОВАНИЕ» С УЧЕТОМ НЕЛИНЕЙНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

© 2014 О.В. Мкртычев, д.т.н., проф., Г.А. Джинчвелашвили, к.т.н., проф.,
М.С. Бусалова

Московский Государственный Строительный Университет им. Н.Э. Баумана,
105005 г. Москва, 2-я Бауманская ул., д. 5, стр. 1, e-mail: bauman@bmstu.ru

В данном исследовании определены ускорения фундаментной плиты, лежащей на нелинейно деформированном основании. Результаты показывают, что исходная акселерограмма претерпевает коррекцию, из чего следует вывод, что неучет изменения параметров внешнего сейсмического воздействия, может приводить к дефициту несущей способности и сейсмостойкости строительных конструкций, проектируемых в сейсмических районах.

Ключевые слова: акселерограмма, нелинейность, моделирование.

1. Вступление

При проектировании особо ответственных сооружений нормами проектирования предписано учитывать нелинейные свойства грунтовой среды [Мкртычев, 2010].

При расчете на землетрясения напряжения и деформации изменяются в большом диапазоне и зависимость между ними становится существенно нелинейной. Возникает необходимость учитывать эту нелинейность при описании определяющих соотношений.

Модель грунта должна удовлетворять следующим основным требованиям.

- быть способной реально отображать механизм деформирования грунта;
- содержать параметры, которые могут быть определены из стандартных лабораторных испытаний;
- иметь общность и простоту использования с вычислительной точки зрения.

2. Постановка задачи

Рассмотрим плиту, лежащую на нелинейно деформируемом полупространстве. К данной плите приложена равномерно распределенная нагрузка, эквивалентная весу 18-ти этажного здания. Расчетная схема представлена на рис. 1, а на рис. 2 – акселерограмма внешнего воздействия, приложенного по вертикальному направлению Z . Синтезированная акселерограмма исходного воздействия получена Институтом физики земли (ИФЗ) РАН для района Имеретинской низменности г. Сочи. Решение задачи будем искать во временной области путем прямого интегрирования уравнений движения по явной схеме с помощью программного комплекса LS-DYNA [Мкртычев, Джинчвелашвили, 2012]. Моделирование выполнено с помощью объемных конечных элементов.

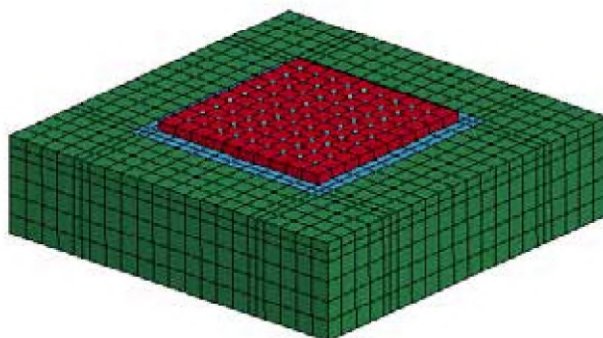


Рис.1 Расчетная схема

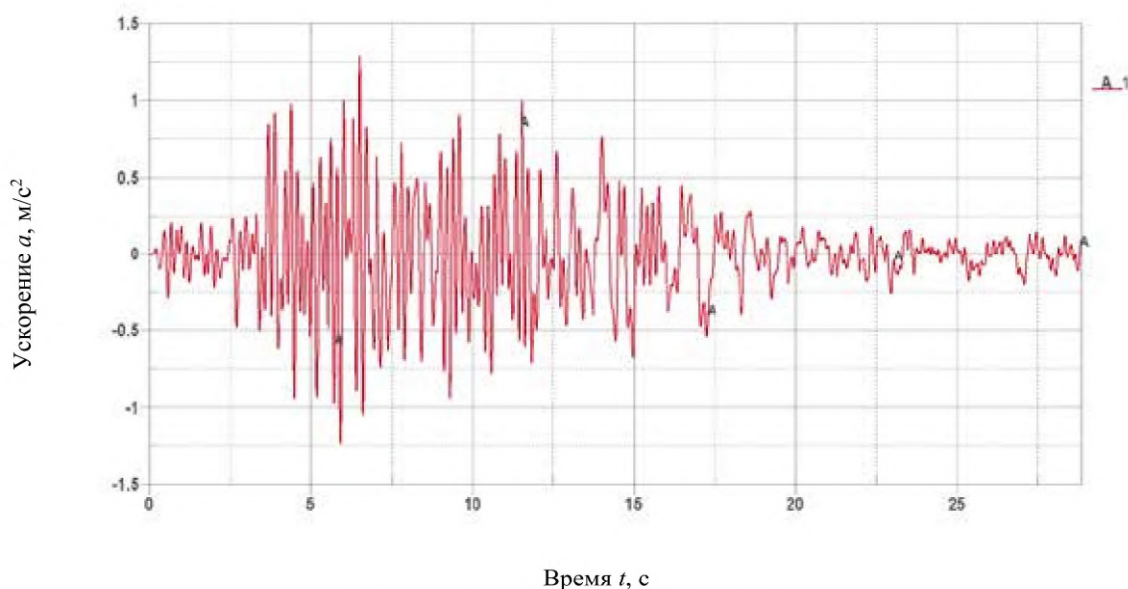


Рис.2 Акселерограмма внешнего воздействия

Приняты следующие исходные данные.

Плита: размер в плане 20 м × 20 м; толщина 1 м; модуль упругости $E_{пл} = 3 \cdot 10^4$ МПа ; коэффициент Пуассона $\nu = 0.2$; плотность материала плиты $\rho = 2500$ кг/м³ . Вес каждой массы, сосредоточенной в узлах плиты равен 70 000 кг.

Грунт основания задан в виде нелинейно деформируемого полупространства по модели Мора-Кулона.

В качестве критерия перехода грунта в пластическое состояние можно применить следующее линейное соотношение, выражающее известный закон Кулона для грунтов:

$$|\tau_n| = c + tg\varphi \cdot \sigma_n, \quad (1)$$

где τ_n и σ_n – касательная и нормальная (сжимающая) компоненты напряжения на элементарной площадке с нормалью n ; c – удельное сцепление; φ – угол внутреннего трения грунта.

Обобщая критерий Кулона (1) для случая трехмерного НДС, получаем следующее условие текучести:

$$\left. \begin{aligned} |\sigma_1 - \sigma_2| &= (2c \cdot \operatorname{ctg}\varphi - \sigma_1 - \sigma_2) \sin \varphi; \\ |\sigma_2 - \sigma_3| &= (2c \cdot \operatorname{ctg}\varphi - \sigma_2 - \sigma_3) \sin \varphi; \\ |\sigma_3 - \sigma_1| &= (2c \cdot \operatorname{ctg}\varphi - \sigma_3 - \sigma_1) \sin \varphi \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Уравнения (2) образуют в пространстве главных напряжений поверхность текучести в виде шестигранной пирамиды (часто называемой пирамидой Мора-Кулона), ось которой совпадает с гидростатической осью, а вершина находится в точке с координатами $\{c \cdot \operatorname{ctg}\varphi; c \cdot \operatorname{ctg}\varphi; c \cdot \operatorname{ctg}\varphi\}$.

Физико-механические характеристики грунта заданы следующим образом: плотность $\rho = 2000 \text{ кг/м}^3$; коэффициент Пуассона $\nu = 0.3$; модуль деформации 100 МПа , удельное сцепление $c = 34 \text{ кПа}$, угол внутреннего трения $\varphi = 23^\circ$.

Расчет производился с применением методики SSI (Soil-Structure Interaction) [Bielak et al., 2013]. Данный алгоритм позволяет эффективно моделировать взаимо-

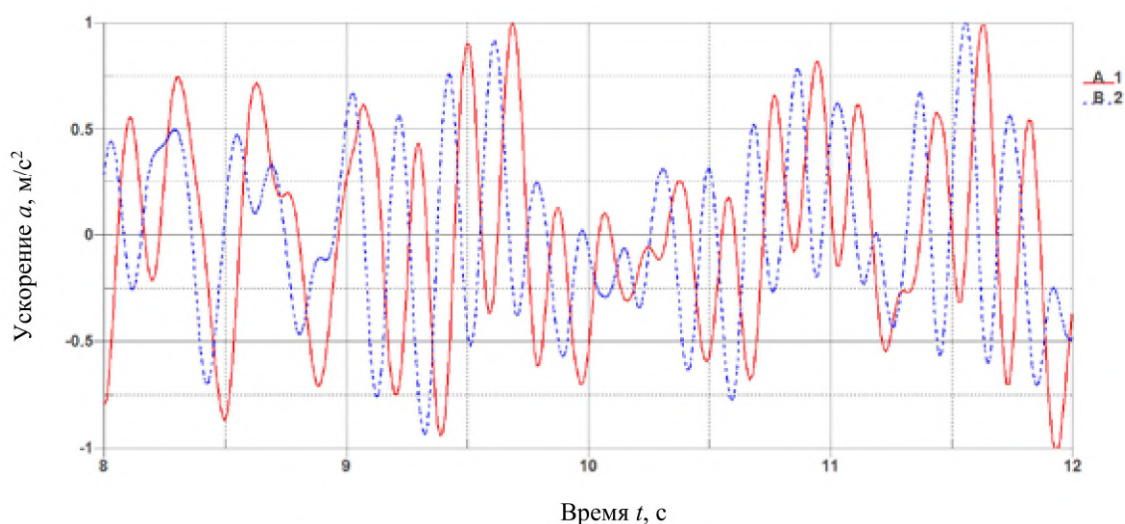


Рис.3 Исходная акселерограмма (кривая B) и ускорения точки середины плиты (кривая A)

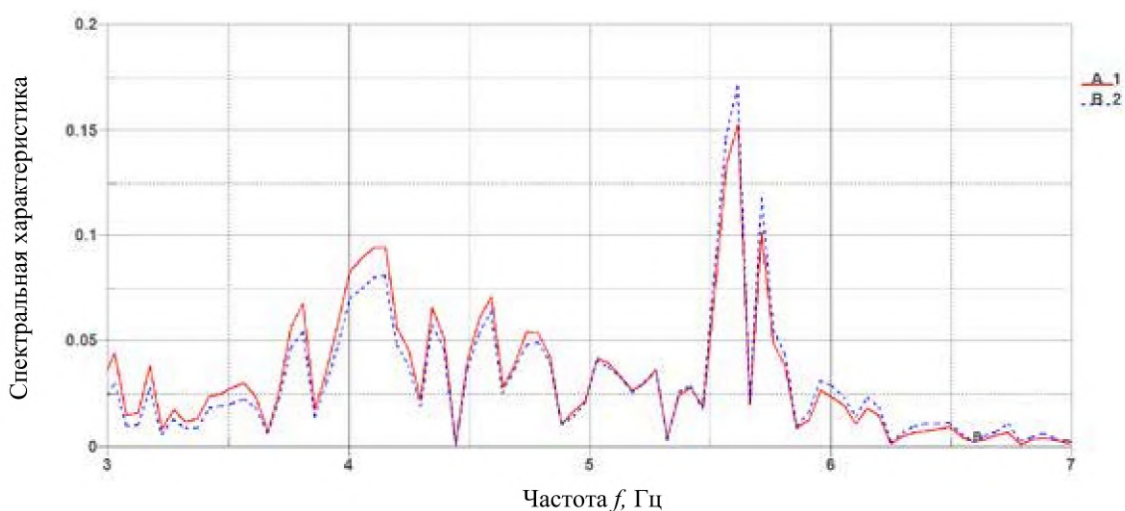


Рис.4 Спектр исходной акселерограммы (кривая B) и спектр ускорения середины плиты (кривая A)

действие конструкции с линейно и нелинейно деформируемым полупространством в виде ограниченного массива с «прозрачными» границами.

На рис. 3 показан фрагмент ускорения точки плиты на нелинейно деформируемом полупространстве (кривая А). Для сравнения на графике приведена акселерограмма исходного воздействия (кривая В), приложенного по вертикальному направлению Z.

На рис. 4 приводится сравнение спектра исходной акселерограммы (кривая В), полученной для свободной поверхности грунта и спектра ускорения середины плиты (кривая А).

Вывод

Таким образом, в ходе данного исследования определены ускорения фундаментной плиты, лежащей на нелинейно деформированном основании, принятом по модели Мора-Кулона при действии вертикальной составляющей акселерограммы землетрясения. По результатам видно, что исходная акселерограмма претерпевает коррекцию, из чего следует вывод, что неучет изменения параметров внешнего сейсмического воздействия, вызванного влиянием самого сооружения приводит к погрешности результатов расчета, идущей не «в запас», что, в свою очередь, может приводить к дефициту несущей способности и сейсмостойкости строительных конструкций проектируемых в сейсмических районах.

Литература

1. Мкртычев О.В. Безопасность зданий и сооружений при сейсмических и аварийных воздействиях. – М.: МГСУ, 2010. – 152 с.
2. Мкртычев О.В., Джинчвелашвили Г.А. Проблемы учета нелинейностей в теории сейсмостойкости (гипотезы и заблуждения). – М.: МГСУ, 2012. – 192 с.
3. J. Bielak, K. Loukakis, Y. Hisada, C. Yoshimura. Domain reduction method for three-dimensional earthquake modeling in localized regions, Part I: Theory. Bulletin of the Seismological Society of America, April 2003.

OPTIONS FOR SETTLEMENT SYSTEMS ACCELERORAMS “CONSTRUCTION-BASIS”, TAKING INTO ACCOUNT NONLINEAR PROPERTIES OF THE SOIL

© 2014 O.V. Mkrtychev, Doct. Techn. Sci., G.A. Djinchvelashvili, Cand. Techn. Sci., M.S. Busalova

Moscow State Construction University, 5, 2-nd Baumanskaia st., Moskva, 105005,
e-mail: bauman@bmstu.ru

In this investigation the accelerations of the base plate, which lies on the nonlinearly deformed base, are determined. Results show that initial accelerogram undergoes correction, from what follows the conclusion that the disregard of a change in the parameters of external seismic action, can lead to the scarcity of the bearing capacity and seismic stability of the structures of those projected in the seismic regions.

Keywords: accelerogram, nonlinearity, simulation

УДК 551.21

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОБЛЕМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ШУГО)

© 2014 Е. А. Рогожин, д.г.-м.н., проф., А. Л. Собисевич, Л. Е. Собисевич,
Т. Ю. Тверитинова

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва Д-242,
Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, E-mail: direction@ifz.ru

Большинство грязевых вулканов расположено вдоль крупных тектонических зон Средиземноморского и Тихоокеанского подвижного поясов. Важным условием грязевулканических процессов являются складчатые деформации и дизъюнктивная дислоцированность осадочных образований. Вулкан Шуго – один из наиболее известных действующих грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции в северо-западной периклинальной части альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. На фоне относительно спокойного «характера» этого грязевого вулкана в 1903, 1908 и 2006 гг. наблюдались кратковременные бурные извержения. Новые геофизические данные о глубинном строении вулкана Шуго расширяют наши представления о механизмах деятельности данного геологического объекта с учётом имеющихся материалов о его структурно-геологической позиции. В ходе полевых работ нами уточнено глубинное строение и получены данные о трещинно-разрывных структурах вулканической постройки, позволяющие перейти к рассмотрению тектодинамических условий формирования вулкана Шуго.

Ключевые слова: грязевой вулканизм, грязевулканическая провинция, диапиризм, брекчия.

Введение

Действующий грязевой вулкан Шуго (рис. 1), расположенный на южном склоне Западно-Кубанского передового прогиба, – один из самых интересных объектов Северо-Западного Кавказа (СЗК) [Собисевич, 2001; Барабоскин, 2012]. Грязевулканическая деятельность Шуго в течение длительного времени отличается постоянной сменой активных и спокойных периодов, систематическим выбрасыванием газов и сопочной грязи с незначительным содержанием грубообломочного материала.

В настоящее время многие вопросы, связанные с химическим составом продуктов извержений вулкана подробно освещены в научной литературе [Шнюков и др., 1971, 1986, 1992; Собисевич и др., 2005; Собисевич, Лиходеев, 2007]. В последнее время наметился определённый прогресс в вопросах изучения глубинного строения и механизмов деятельности грязевых вулканов современными геофизическими методами [Собисевич и др., 2008; Горбатиков и др., 2008а]. В результате выполнения комплекса полевых экспериментов и математического моделирования получены новые данные о глубинном строении вулкана Шуго и определены возможные пути поступления флюидов [Глинский и др., 2007, 2008; Собисевич, Лиходеев,

2007]. Структурно-геологические наблюдения, выполненные на поверхности вулканической постройки, расширяют и дополняют наши представления о современных динамических процессах и механизмах функционирования этого уникального геологического образования.



Рис. 1. Общий вид на грязевулканическую постройку Шуго. На переднем плане сопка Войтова

1. Таманская грязевулканическая провинция.

Структурное положение. Таманская грязевулканическая провинция, расположенная на стыке складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа Керченско-Таманской грязевулканической области, занимает участок на погружении орогенных складчатых структур мегантиклинория Большого Кавказа под слабодислоцированный кайнозойский чехол поперечного Керченско-Таманского и передового Западно-Кубанского прогибов (рис. 2) [Государственная геологическая карта..., 2009].

В юго-восточной части провинции располагается мегантиклинорий Северо-Западного Кавказа (СЗК), сложенный в осевой зоне складчатыми комплексами мела и палеогена и выходящими в ядрах антиклинорийных структур домеловыми породами. В прогибах развиты глинистые толщи майкопа и контрастные по составу, включая грубую молассу, плиоцен-четвертичные комплексы. Отложения верхнего мела, палеогена и майкопской серии ступенчато погружаются в сторону Керченско-Таманского поперечного и Западно-Кубанского передового прогибов. Мегантиклинорий построен комплексом складчато-покровных структур, разбитых различно ориентированными крутопадающими разрывами. Складки, покровы и крутопадающие разрывы закономерно вписываются в системы разномасштабных зон концентрации деформаций (ЗКД) разного кинематического типа. Зоны концентрации деформаций субширотного («кавказского») простираения в подавляющем большинстве являются структурами сжатия. Это системы складок, складчато-покровных и складчато-взбросовых структур. Зоны концентрации деформаций субмеридионального («антикавказского») простираения выражены сбросо-раздвиговыми или флексурно-сбросовыми структурами. Сдвиговая деформация проявлена в основном в виде зон

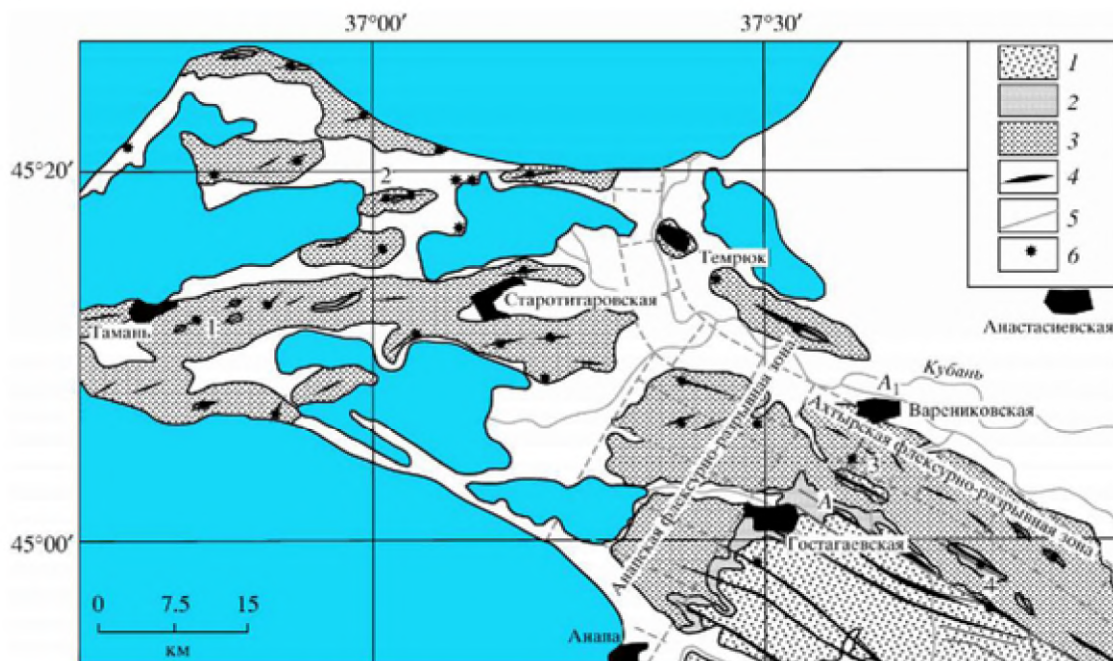


Рис. 2. Тектоническая схема Таманского полуострова и периклиналильного замыкания Северо-Западного Кавказа. 1 – мел-палеогеновые отложения; 2 – майкопская серия (олигоцен-миоцен); 3 – неогеновые отложения; 4 – оси антиклинальных складок; 5 – крупнейшие складчатые разрывные нарушения; 6 – грязевые вулканы: горы Карабетова (1); Западный Цымбал (2); Шуго (3); Гладковский (4). А-А1 – линия геофизического профиля 2006 года.

сдвиговых деформаций с кулисно расположенными в них системами складчатых или разрывных структур. Сам мегантиклинорий является крупнейшей в регионе ЗКД сжатия [Маринин, Расцветаев, 2008; Попков, 2007; Расцветаев, 1987а, б; Расцветаев и др., 1999]. Складчатое сооружение и обрамляющие его прогибы пересекается рядом поперечных флексурно-разрывных зон сдвиго-сбросового характера (Анапская, Джидинская, Туапсинская и др.), определяющих существенные структурные перестройки, как самого сооружения, так и обрамляющих его прогибов.

В Керченско-Таманском и Западно-Кубанском прогибах ЗКД выражены частично погребенными антиклинальными зонами среди полого залегающих неоген-четвертичных отложений. Каждая антиклинальная зона это цепочка кулисно расположенных диапировых антиклиналей. В приядерных частях крылья складок залегают круто, почти вертикально, на удалении от осевых зон складок залегание пород быстро выполаживается. Складки часто нарушены продольными, поперечными или диагональными разломами. В ядрах антиклиналей на поверхность выходят интенсивно деформированные мел-палеогеновые комплексы и глины майкопа. Большинство складок характеризуется проявлением грязевого вулканизма. Для плиоценовых и четвертичных отложений характерно сокращение мощностей отдельных горизонтов к сводам антиклиналей, вплоть до полного выклинивания, что указывает на конседиментационное развитие диапировых структур в плиоцен-четвертичное время.

На Таманском полуострове выделяются антиклинальные зоны мыса Каменный, Фонталовская, Анастасиевско-Краснодарская, Фанагорийская, Карабетовская, Кизилташская, Ереминская, Благовещенская, Джигинско-Варениковского блока (последняя принадлежит переходной зоне между южным бортом Кубанского прогиба

и северным склоном мегантиклинория). На поперечных флексурно-разрывных зонах продольные антиклинальные зоны «перестраиваются» – изменяют свою ориентировку, изменяется их количество.

Грязевой вулканизм области. Таманская грязевулканическая провинция и северная часть Черноморской впадины характеризуются широким проявлением исторического и современного грязевого вулканизма и формированием залежей углеводородов. Основным источником грязевулканических продуктов являются глинистые отложения майкопской серии, а также нижнемелового глинистого комплекса [Лыгина и др., 2006, *Уникальные...*, 2012]. Грязевые вулканы приурочены к отдельным антиклинальным складкам протяженных антиклинальных гряд, о которых упоминалось выше. Самые восточные грязевые вулканы расположены в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа. Например, Семигорский вулкан расположен в осевой зоне мегантиклинория (Семигорская антиклиналь), вулканы Шуго и Гладковский на его северном склоне. В распределении грязевых вулканов устанавливается, помимо «кавказского», и «антикавказское» направление. Подводящими каналами грязевых вулканов являются каналы высокой проницаемости на пересечении диапировых ядер антиклиналей и осложняющих складки поперечных или диагональных к складкам разломов.

Большинство грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции характеризуются наличием центрального кратера, кольцевого вала и разделяющей их неглубокой котловины. В кратере располагается несколько действующих или потухших грифонов, вулканических конусов или сопок (сальз), сложенных сопочной брекчией. Вулканические конусы (или сопки) нарушены системой концентрических складчато-разрывных структур и радиальных разрывов. Окружающие по периметру вулканические постройки концентрические валы осложнены сбросами, выраженными в рельефе уступами высотой 1-1,5 м. Активность радиально-концентрических разломов, очевидно, обусловлена напором вулканической грязи и газов, в свою очередь грязевулканическая деятельность провоцируется движениями по продольным разрывам, нарушающим антиклинальные структуры.

Грязевулканическая брекчия Таманских грязевых вулканов состоит в основном из угловатых обломков глин и различных преимущественно карбонатных пород. В формировании вулканов главную роль играет глиняный диапиризм майкопа, а подмайкопские отложения деформированы относительно слабо, хотя в каждом случае с диапировой структурой связана антиклинальная структура по нижним горизонтам. Брекчия Западно-Кавказских вулканов содержит помимо обломков глин также обломки сидеритов, песчаников, известняков, мергелей и даже гальки изверженных пород мелового и более древних возрастов [Ходькова, Гемп, 1970]. Зоны активных процессов генерации природных (преимущественно углеводородных) газов, участвующих в пароксизмальных процессах грязевого вулканизма, находятся, по крайней мере, в отложениях мезозоя, и, возможно, палеозоя.

Современное состояние грязевых вулканов свидетельствует об активности всей системы складок и разломов, с которыми они взаимосвязаны.

Глубинное строение региона. При интерпретации глубинного строения региона и построении глубинной части разреза через вулкан Шуго нами использованы данные сейсмического профиля МОВЗ по линии Ростов-Новороссийск [Золотов и др., 2001] (рис. 2). Мегантиклинорий СЗК, сложенный мел-палеогеновым складчатым комплексом мощностью 9-12 км, отделяется от Западно-Кубанского прогиба

глубинным сквозькоровым круто падающим на юго-запад Ахтырским разломом. На глубине разлом принимает северо-восточное падение, погружаясь под Западно-Кубанский прогиб. В пределах мегантиклинория граница М имеет отметки 43 км, вблизи сочленения с Западно-Кубанским прогибом она поднимается до 39 км. Под северным крылом мегантиклинория кристаллический фундамент погружен до глубины 10-12 км. Геологические данные позволяют предполагать под меловыми толщами нижне-среднеюрский карбонатно-терригенный и пермско-триасовый промежуточный переходный комплексы. В центральной части мегантиклинория выделяется проникающий на глубину порядка 20 км разлом северо-восточного падения, по-видимому, соответствующий Псебепско-Гостагаевской зоне концентраций деформаций [Расцветаев и др., 1999]. Намечается сопоставимость выделенных разрывных нарушений с гипоцентрами местных землетрясений. Они приурочены к участкам сложных разделов земной коры, прежде всего к поверхности фундамента, а также к областям резкого изменения типа разрывов.

Приведенные материалы говорят о неоднородной разломно-блоковой геологической среде региона. Поля тектонических напряжений, формирующие в ней области сжатия и растяжения, вызывают сложные сейсмические процессы в виде землетрясений, а также грязевулканическую деятельность. Можно предполагать, что отмеченные в сейсмических экспериментах резонансные образования дилатансного типа [Собисевич, Лиходеев, 2007] вызваны к жизни динамическими процессами в ядрах антиклиналей и их осложнениях при формировании разломов, которые и являются подводными каналами грязевых вулканов, в частности вулкана Шуго. Именно здесь расположена грязевулканическая камера вулкана, а ниже – его глубинный «очаг».

2. Вулкан Шуго – характерный пример Западно-Кавказского грязевого вулкана

Шуго – один из крупнейших и самых красивых грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции. Он является самым северным грязевым вулканом мегантиклинория СЗК и, вместе с тем уже находится на южном крыле Западно-Кубанского передового прогиба, где развиты майкопские отложения. Эту переходную ступень на северном крыле периклинальной части мегантиклинория СЗК называют Джигинско-Варениковским блоком. Ахтырской флексурно-разрывной зоной Джигинско-Варениковский блок отделяется от расположенного севернее наложенного на ненарушенный мезозойско-кайнозойский чехол Скифской плиты Западно-Кубанского прогиба, а Псебепс-Гостагаевской ЗКД сжатия отделяется от расположенной южнее осевой зоны мегантиклинория СЗК [Расцветаев и др., 1999]. Структура домайкопских осадочных комплексов Джигинско-Варениковского блока характеризуется покровным строением (рис. 3). Майкопская серия имеет здесь относительно незначительную мощность (мощной она становится севернее Ахтырской ЗКД) и практически не влияет на формирование грязевых вулканов.

Вулканическая постройка грязевого вулкана Шуго расположена непосредственно к северу от Шугской антиклинали, входящей вместе с находящейся на ее юго-восточным продолжением Гладковской антиклиналью, в Шугско-Гладковскую ЗКД сжатия. В строении Шугской и Гладковской антиклиналей участвуют в основном меловые и палеогеновые отложения. Корни грязевых вулканов Шуго и Гладковский уходят в нижнемеловой песчано-глинистый комплекс. Глубина зарождения

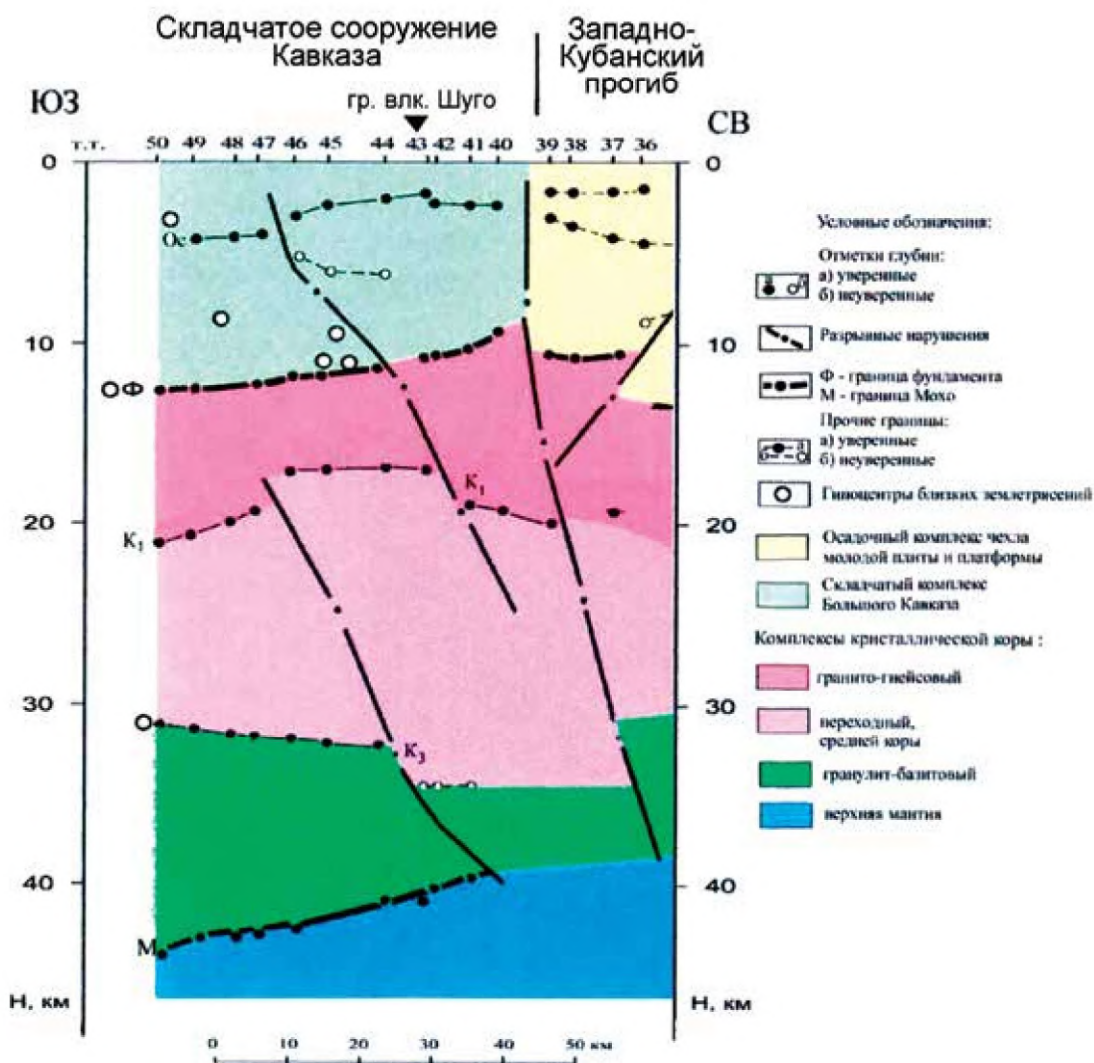


Рис. 3. Глубинный разрез по линии Ростов-Новороссийск [Золотов и др., 2001]. 1 – отметки глубин: а – уверенные, б – неуверенные; 2 – разрывные нарушения; 3 – границы обмена: а – поверхность фундамента (Ф) и Мохо (М), б – прочие; 4 – гипоцентры местных землетрясений; 5 – осадочный комплекс чехла молодой плиты и платформы; 6 – складчатый комплекс Большого Кавказа; 7-9 комплексы кристаллической коры: 7 – гранито-гнейсовый, 8 – переходный, 9 – гранулит-базитовый; 10 – верхняя мантия; 11 – изменение волновой картины.

осложняющих приядерные части складок разломов составляет, по геологическим данным, от 3 до 5 км. На всем это протяжении можно встретить субвертикально залегающие меловые породы, в составе которых значительная роль принадлежит глинистой составляющей.

Гладковская антиклиналь является диапировой складкой во фронтальной части одной из надвиговых пластин, вероятно, связанных со срывами в нижнемеловом глинистом комплексе. Диапировая природа Гладковской антиклинали доказана горными и буровыми работами в зоне Гладковского грязевого вулкана. Под покровом сопочной брекчии с глыбами покрытых зеркалами скольжения нижнемеловых песчаников и аргиллитов залегают коренные нижнемеловые отложения, с углами падения постепенно увеличивающимися к оси структуры, достигая 90° . Вероятно, Шугская антиклиналь имеет подобную же структуру.

На северном крыле Шугской антиклинали фиксируется ряд складок второго порядка, связанных с развитием взбросов и надвигов северной vergentности (рис. 5, 6). Шуго расположен в синклиналиподобной структуре, являющейся, возможно, результатом процессов кальдерного проседания при извержении вулкана. Верхнеплиоценовые осадки в подножии грязевулканического конуса залегают горизонтально.

В рельефе Гладковской и Шугской антиклиналей выражены сбросовые уступы, подвешенные русла водотоков, активные оползни в бортах балок, что свидетельствуют об активном до нашего времени процессе диапиризма в ядрах складчатых структур.

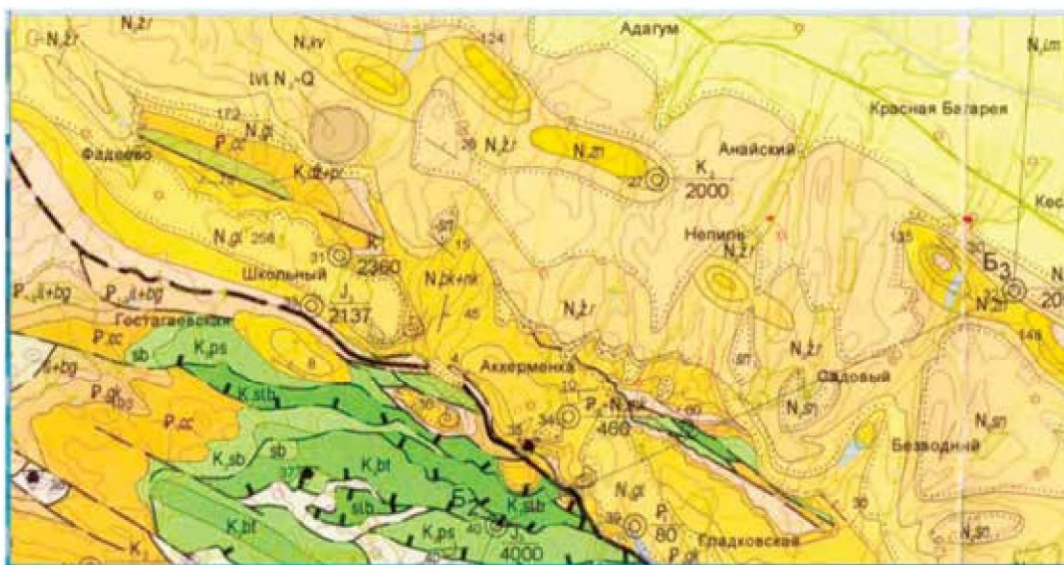


Рис. 4. Фрагмент геологической карты листа L-37-XXVI (Новоросийск) и геологического разреза по линии Б1-Б2-Б3

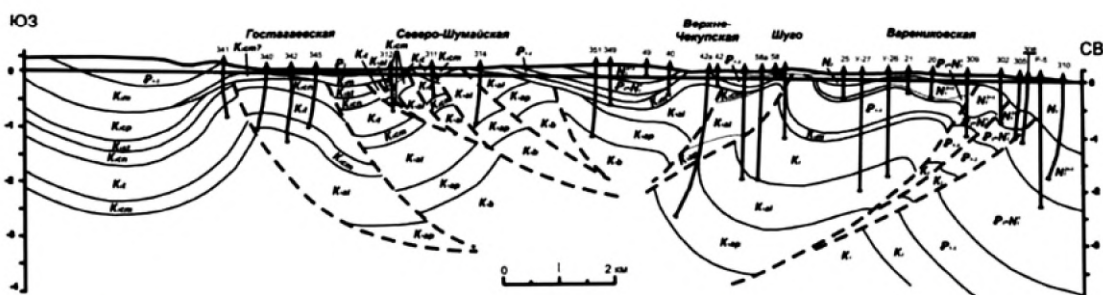


Рис. 5. Геологический разрез по профилю ст. Гостагаевская – Варениковская через вулкан Шуго (Барбошкин и др., по материалам Попкова, Бондаренко и др., 2007)

Грязевулканическая постройка Шуго похожа на классический стратовулкан центрального типа. Центральный кратер вулкана диаметром 230-280 м (рис. 6А) слагается светло-серой сопочной брекчией с многочисленными глиняными потоками и рядом действующих вулканических конусов (рис. 7Б-Е). Кратер расположен в вершинной кальдере проседания, ограниченной возвышающимся над ней на 20-30 м кольцевым валом (рис. 8). В центральной части кальдеры сопочная брекчия вздута в виде пологого усеченного конуса. По периферии конуса на вулканическом поле диаметром более 100 м расположены отдельными цепочками и группами активно функционирующие сопки, сальзы и грифоны, извергающие разжиженную

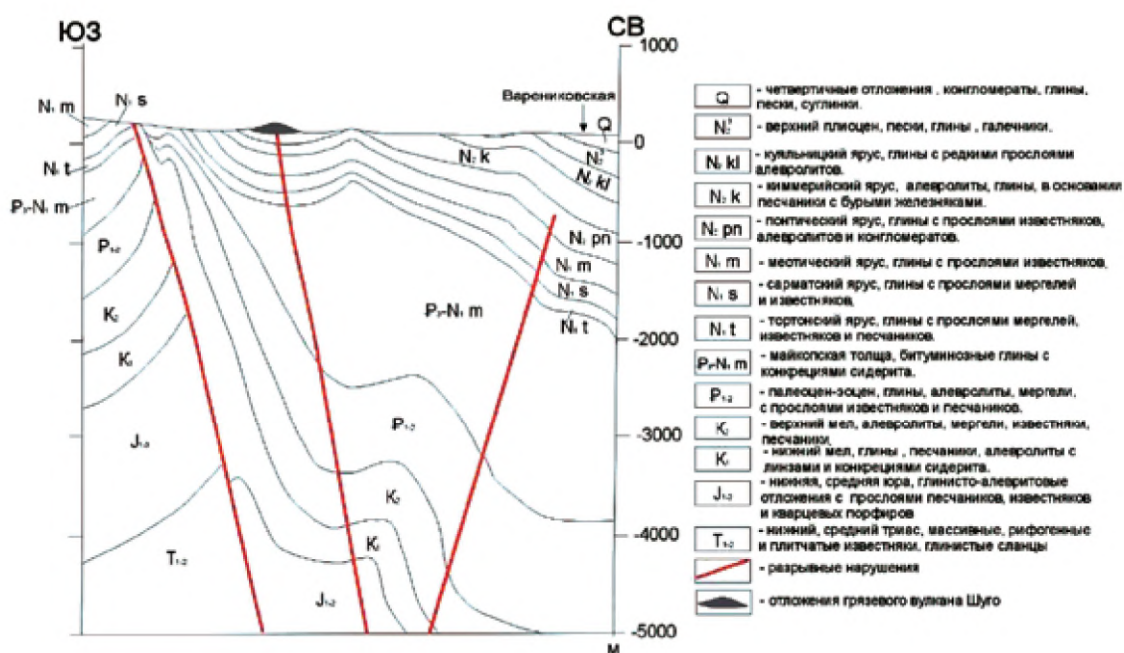


Рис. 6. Геологический разрез через грязевой вулкан Шуго и прилегающие структуры [Овсюченко, 2005].

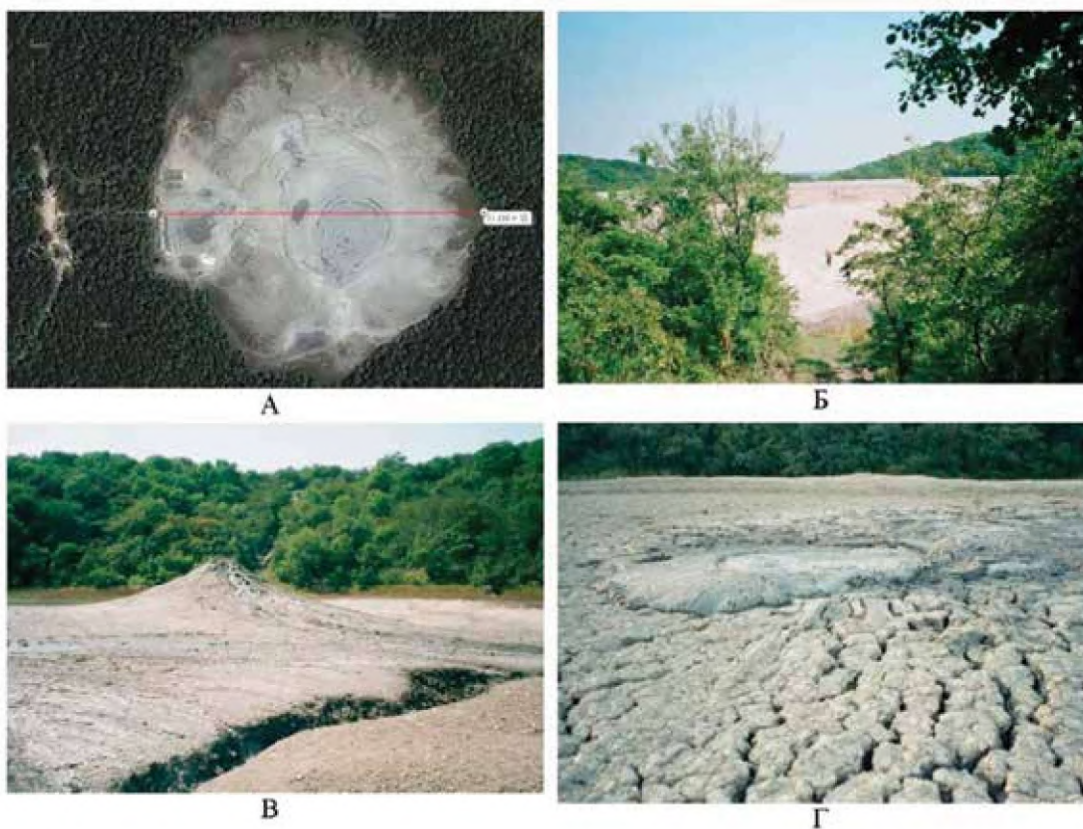


Рис. 7. Вулкан Шуго: А – космический снимок Шуго (Google); Б – общий вид вулкана; В – действующий конус и крупная трещина в сопочной брекчии; Г – действующий грифон и трещины отрыва в сопочной брекчии; Д – действующий грифон; Е – современные грязепооявления с нефтепродуктами.

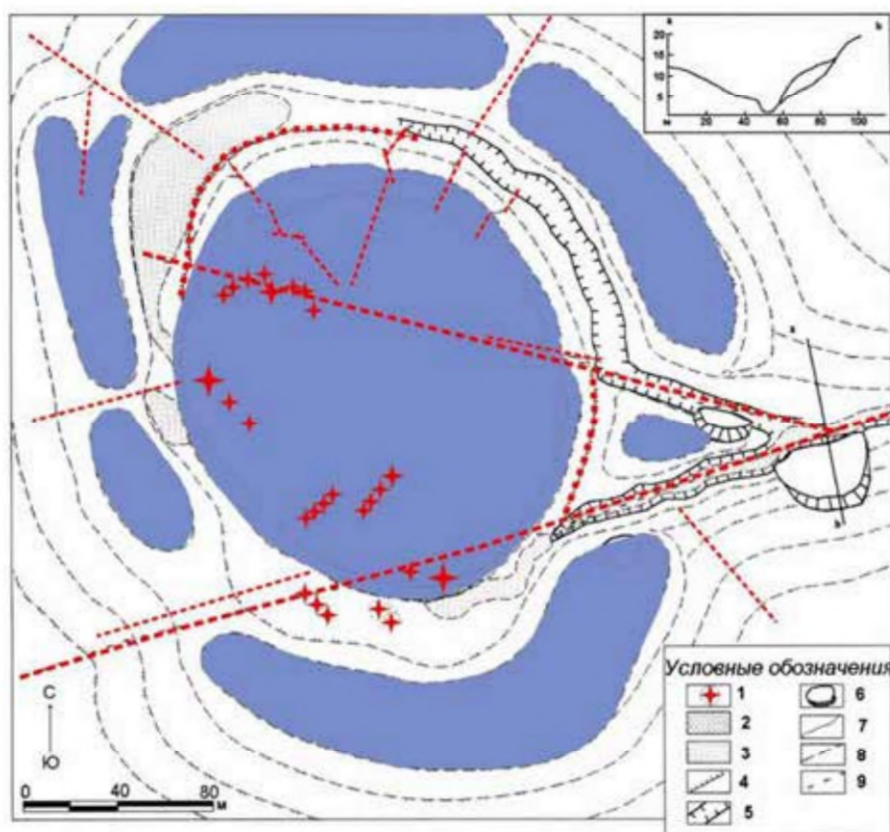


Рис. 8. Схема привершинной части грязевого вулкана Шуго. Условные обозначения: 1 – действующие грифоны и сальзы; 2 – отдельные грязевые сопки; 3 – свежие излияния сопочной брекчии; 4 – обновленные кольцевые сбросы, выраженные свежими уступами; 5 – крутые борта балок с активным эрозионным врезом; 6 – свежие оползни; 7 – сухие русла; 8 – условные горизонталы рельефа; 9 – активные разрывы, выраженные в рельефе.

грязь и газ. В ряде случаев в излияниях наблюдаются следы нефти (рис. 7Е). Кольцевой вал, отделенный от кратера вулкана понижением шириной 20-50 м, разделен заложенными по крупным радиальным разломам понижениями, в которых имеются потоки грязекаменной брекчии. По радиальным долинам устанавливается закономерное правостороннее смещение оси сегментов вала (рис. 8).

Во время экспедиций 1999-2004 гг. на вулкане Шуго нами было обнаружено 16 действующих грифонов. Восемь грифонов имеют конусообразную постройку от 2 до 16 метров высотой. Остальные слабо выражены в рельефе и практически не действуют, лишь изредка проявляя флюидную активность и незначительные грязепроявления. Южная часть вулканического кратера разбита системой трещин, из которых с частотой 0,01-0,1 Гц с сильным грохотом и характерными булькающими звуками выходит газ. Здесь в 2004 г. начал формироваться обширный новый грифон.

3. Разрывы дневной поверхности грязевых вулканов на примере вулкана Шуго

Поверхности многих грязевых вулканов, особенно действующих, разбиты системами разноориентированных трещин (см. рис. 7В, Г). Наиболее выразительны радиальные трещины конусов грязевых вулканов. Местами, особенно в кольцевом

валу, хорошо выражены кольцевые разломы. Морфологически радиальные и большинство кольцевых разломов характеризуются зиянием и являются современными структурами отрыва. Помимо многочисленных радиальных и кольцевых трещин на поверхности грязевых вулканов выражены также системы эшелонированных зияющих трещин отрыва, образующих разноориентированные зоны сдвиговых деформаций, что и наблюдалось на поверхности вулкана Шуго.

Трещины поверхности вулкана Шуго. Вся поверхность действующего и дышащего, но полувывсохшего центрального конуса вулкана представлена системой кольцевых складчатых валов и разделяющих валы понижений, а также многочисленными сложными протяженными ветвящимися радиальными трещинами отрыва. Высохшая поверхность вулкана вокруг центрального конуса также разбита трещинами – не столь масштабными и протяженными, но не менее выразительными. Это зияющие трещины отрыва длиной от первых сантиметров до нескольких метров, образующие характерные кулисно построенные ряды, представляющие собой трансенсивные (сдвиговая деформация с растяжением) зоны право- и левосдвиговых деформаций, а также крупные трещины без определенной кинематики. (рис. 9). Трещины и современные сейсмодислокации распространены и на других грязевых вулканах Таманской грязевулканической провинции [Овсяченко, 2005].



Рис. 9. Фото характерных зон сдвиговых деформаций по трещинам отрыва в сопочной брекчии вулканического конуса Шуго: А – зона левосдвиговых деформаций, Б – зона правосдвиговых деформаций.

По замеренным трещинам, а также по геоморфологическим элементам грязевулканической постройки построены стереограммы (рис. 10).

Среди трещин (рис. 10А) установлены разноориентированные отрывы. В качестве главной системы выступают отрывы субширотного простирания. Ориентировка ЗСД, как и отрывов, также изменяется в широких пределах. Выявлено, что левые сдвиги имеют преимущественно северо-западное простирание, правые – северо-восточное. Вместе с тем встречаются единичные левые сдвиги северо-восточного простирания и правые сдвиги северо-западной ориентировки простирания. Редкие сбросы, выраженные отчетливыми уступами с амплитудой до 0,5 м, имеют северо-западное простирания. Параллельно им протягиваются крупные безымянные трещины.

Среди структурно-геоморфологических элементов (рис. 10Б) в вулканической постройке выявлены разноориентированные кольцевые валы сжатия, радиальные

структуры отрывного типа (выраженные цепочками небольших вулканических конусов, грифонов и сальз, а также прорезающими вулканический конус радиальными долинами), сбросовые уступы, а также системы сдвиговых нарушений, причем исключительно правосдвиговых, смещающих внешний кольцевой вал вулкана.

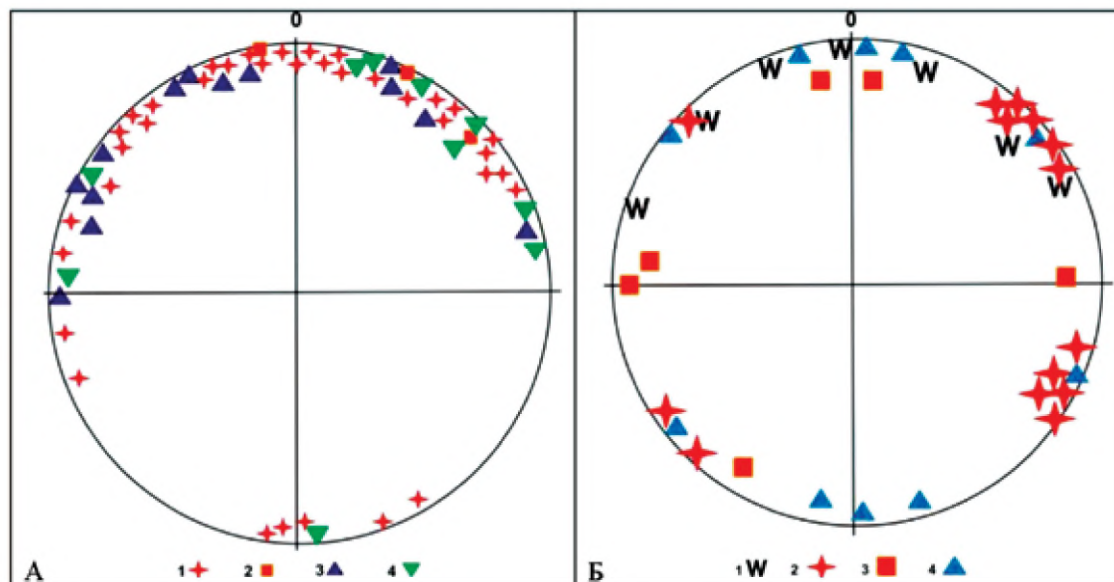


Рис. 10. А – Стереограмма трещиноватости сопочной брекчии вулкана Шуго (1 – отрывы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги); Б – стереограмма структурно-геоморфологических элементов вулканической постройки Шуго (1 – складчатые валы конуса вулкана, 2 – цепочки сальз, грифонов и вулканических конусов (структуры растяжения), 3 – сбросы, 4 – правые сдвиги).

Структурные парагенезы. Структурно-кинематический и тектодинамический анализ замеренных трещин проведен по методике парагенетического анализа трещиноватости [Расцветаев, 1987а]. Выявлено несколько парагенезов трещинно-разрывных структур:

(1) разноориентированные отрывы и сбросы отражают условия субвертикального сжатия – субширотного разноориентированного растяжения.

(2) широтные отрывы (главный максимум), правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания отражают условия субширотного латерального сжатия.

(3) сбросы и отрывы северо-западного простирания, субширотные правые и субмеридиональные левые сдвиги формировались в обстановке северо-восточного растяжения – северо-западного латерального (и вертикального) сжатия.

(4) правые сдвиги северо-западного простирания, левые сдвиги северо-восточного простирания и субмеридиональные отрывы связаны с условиями субмеридионального латерального сжатия – субширотного латерального растяжения.

(5) кольцевой вал и валы в сопочной брекчии вулкана формировались в условиях радиального латерального сжатия.

(6) правые сдвиги, выявленные при структурно-геоморфологическом анализе, образуют еще один структурный парагенез – пояс правостороннего вращения с субвертикальной осью.

Природа выявленных полей напряжений и их связь во времени и пространстве. По поводу возможной природы действующих сил при формирова-

нии трещин в конусе грязевого вулкана можно высказать следующие предположения.

Формирование разноориентированных радиально расположенных на конусе вулкана трещин отрыва (1), а также формирование кольцевых пластических валов складчатой природы (5), очевидно, связаны с формированием конусной вулканической постройки, то есть с действием самого грязевого вулкана. Вертикальное сжатие вызывает подъем грязекаменной массы, выход ее на поверхность в зону разгрузки вызывает действие разноориентированного растяжения. Течение грязекаменной массы по склонам конуса определяет направленное сверху вниз по склону сжатие, приводящее к формированию вулканических валов. Горизонтальное направленное вниз по склону сжатие сопровождается разноориентированным – вдоль окружности склона – растяжением, приводящим также к образованию разноориентированных поперечных валов радиальных структур отрывного типа. То есть формирование грязекаменного кольцевого вала и нарушающих его поперечных (радиальных) трещин отрыва неразрывно связаны с грязевулканической деятельностью.

Условия субширотного латерального сжатия с формированием второго структурного парагенеза (преимущественно субширотные отрывы, правые сдвиги северо-восточного и левые – северо-западного простирания) (2) связаны с общими региональным тектодинамическими условиями в данной структурной зоне. Это подтверждается наличием региональных нарушений сходной кинематики – правых сдвигов северо-восточного простирания и левых – северо-западного, нарушающих в том числе и молодые четвертичные комплексы отложений, а также закономерное расположение антиклинальных складок в складчатых антиклинальных зонах – в зонах восток-северо-восточного простирания кулисно располагаются складки северо-восточного простирания, в зонах запад-северо-западного простирания – складки северо-западного простирания [Овсученко, 2006]. Действие субширотного сжатия на Северо-Западном Кавказе связано с выжиманием материала из складчатого сооружения Большого Кавказа, при его поперечном сжатии, в периклинальную часть.

За формирование парагенеза сбросов и отрывов северо-западного простирания, субширотных правых и субмеридиональных левых сдвигов отвечают условия северо-западного латерального сжатия – северо-восточного латерального растяжения, которые также имеют региональное значение и отражают течение материала вдоль крупных зон концентрации деформаций северо-западного простирания [Расцветаев, 1987а; Расцветаев и др., 1999].

Несмотря на то, что мы имеем дело с периклинальным замыканием складчатого сооружения, здесь проявляются характерные условия поперечного ко всему сооружению субмеридионального сжатия, поэтому мы видим в структурном рисунке трещиноватости наличие правых сдвигов северо-западного простирания, левых сдвигов северо-восточного простирания и субмеридиональных отрывов.

Наличие правосдвигового пояса вращения по смещениям сегментов кольцевого вала на радиальных структурах указывают на реализацию в «грязевулканическом» структурном узле вращательной деформации, возможно, отражающей правосдвиговые смещения по Шугско-Гладковской зоне концентрации деформаций в условиях субмеридионального сжатия.

Возраст фиксируемых нарушений. Все трещинно-разрывные нарушения, установленные в грязевулканическом конусе Шуго являются современными. Формироваться они могли одновременно с извержениями грязевого вулкана при актив-

ных подвижках в корневой зоне вулканической постройки, между извержениями в приповерхностной зоне в условиях гравитационной неустойчивости постройки, а также при усыхании сопочной брекчии.

4. О роли явления дилатансии в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов. Изучение глубинного строения вулкана Шуго

Механизм образования грязевых вулканов. Диапиры и другие проводящие каналы, приводящие к формированию грязевых вулканов, фиксируют концентрированные потоки углеводородов, расположенные только на предпочтительных глубинах, определяемых размерами и формой дилатансных структур, с которых последние вторгаются в осадочные отложения, где имеет место быть пограничный слой дилатансии [Николаевский, 1996; Собисевич, 2001]. При этом процесс формирования грязевых вулканов сопровождается генерацией акустических и сейсмических полей в широком диапазоне частот, которые удастся регистрировать аппаратурными методами. Это утверждение подтверждается геоакустическими измерениями, проведенными нами на вулкане Шуго во время экспедиций 2000-2004 гг.

В Черном море по данным [Шнюков и др., 1971] подводящие каналы грязевых вулканов фиксируются сейсмическими методами на глубинах 7-10 км. Увлекающие брекчию газы в процессе подъема к поверхности и определяют процессы формирования дилатансных структур и трансформации сейсмических и акустических полей в окрестности вулканической постройки.

Приуроченность грязевулканических провинций к альпийским зонам определяет проявление в них повышенной сейсмической опасности. В результате развития разномасштабных тектонических взаимодействий, связанных с движением отдельных блоков или общее перемещение по зонам концентрации деформаций, возникают области высокой концентрации напряжений. Концентрация напряжений в свою очередь вызывает значительные реологические изменения в среде и формирует «аномальные» зоны, в которых наблюдается генерация физических полей. Практика показывает, что именно эти поля зачастую являются предвестниками геофизических катастроф различного масштаба и силы. И здесь грязевые вулканы выступают в качестве первичных индикаторов различного рода сейсмических событий, как в пределах грязевулканической провинции, так и на близлежащих территориях.

Активизацией сейсмических событий в регионе можно объяснить и тот факт, что крупные извержения грязевых вулканов постоянно чередуются с периодами относительного покоя. Так, например, вулкан Джау-Тепе (Керченский полуостров) с 1864 по 1942 г. извергался 7 раз. Вулкан Туорогай (Азербайджан) с 1841 по 1950 г. извергался 6 раз. На этом фоне выделяется вулкан Шуго, на котором в течение XX столетия зафиксировано только 2 крупных извержения.

Спусковым механизмом момента начала извержения могут выступать протекающие в геосферах различные природные процессы. При этом важно понимать, что причиной самого извержения является высокое избыточное давление, возникающее в корневых структурах вулканической постройки и обуславливающее прорыв грязевых брекчий на поверхность через эруптивные каналы грязевых вулканов. Как же формируются и развиваются в процессе жизни грязевулканического образования его корневые структуры и выводящие каналы? По нашему мнению наиболее универсальным механизмом развития изменений в корневых структурах грязевых

вулканов является раскрытие трещин в зонах повышенных значений сдвиговых и растягивающих напряжений, сопровождающихся инфразвуковыми явлениями [Собисевич, 2001].

Начальную стадию раскрытия трещин в геологической среде грязевулканической постройки и последующее состояние корневых структур и выводящих каналов, при котором развиваются процессы локального разрушения в некотором объеме, большинство ученых связывают с состоянием дилатансии [Николаевский, 1996; Собисевич, Лиходеев, 2007].

Согласно данным [Холодов, 2002] избыточные давления флюидов в мощных толщах глин, залегающих в районах грязевого вулканизма, формируются главным образом за счет фазового преобразования глинистых минералов в области высоких температур (и давлений) и, в первую очередь, за счет иллитизации смектита.

Итак, сегодня можно полагать, что описанные выше процессы и порождают зоны дилатансии. Напомним, что согласно современным представлениям, дилатансия – это нелинейное разуплотнение среды. К области дилатансии относят множество точек упругой или пластичной геологической среды, для которых при заданном поле напряжений σ_{22} , σ_{33} , σ_{13} , σ_{23} , рассматриваемой области выполнено условие (для упругого D полупространства $\text{при } z > 0$, которым мы моделируем глинистую толщу в корневых структурах грязевых вулканов).

$$D_t = \tau - \alpha (P + pgz) - Y \geq 0, \quad (1)$$

где p – плотность пород, g – ускорение свободного падения, z – глубина точки, P – геостатическое давление $P = -(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$, α – коэффициент внутреннего трения, Y – сцепление породы, τ – интенсивность касательных напряжений,

$$\tau = \frac{\sqrt{3}}{2} [(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2 + 6(\sigma_{12}^2 + \sigma_{13}^2 + \sigma_{23}^2)]^{1/2}$$

Условие (1) совпадает с критерием Шлейхера-Надаи разрушения материала под действием скалывающих нагрузок, который удовлетворительно описывает начало процесса разрушения горных пород. Он применим и в стадии «предразрушения» (при нагрузке до 60-90% от критической) для качественного описания формы областей, где происходит активизация раскрытия трещин.

На примере простейшей модели грязевулканического образования – первоначально однородного, изотропно-упругого полупространства, следуя работам Алексеева А.С., представляется возможным показать сложный характер зон дилатансии. Учеными ВЦ СО РАН Петренко В.Е. и Белоносовым А.С. такие численные эксперименты были проведены (эти результаты были любезно предоставлены нам академиком РАН А.С. Алексеевым).

Выше было показано, что дилатансия проявляется уже в случаях, когда источником тектонических напряжений является единичная сосредоточенная сила.

На рис. 10 изображена граница области $D = 0$ для единичной силы, расположенной на глубине $h = 15$ км. Параметры упругого полупространства здесь были следующими: $v_p = 6000$ м/с, $v_s = v_p / \sqrt{3}$, $\lambda = \mu = \rho v_s^2 = 3,48 \cdot 10^{10}$ Па, $\rho = 2900$ кг/м³, $g = 9,8$ м/с², $Y = 310$ Па, $\alpha = 0,5$; $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н.

Внутри области $D_t \geq 0$ касательные напряжения доминируют над сжимающими напряжениями. Соппротивление среды касательным усилиям за счет сцепления здесь преодолено, и сложились условия, благоприятные для роста числа трещин, которые заполняются флюидом.

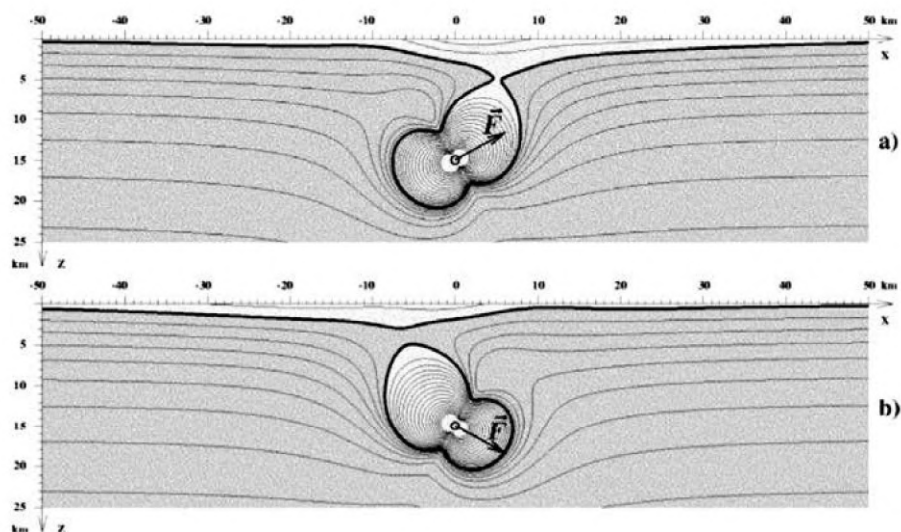


Рис. 11. Формы областей дилатансии на поверхности и вблизи источника в сечении $y=0$. Источник расположен на глубине $h=15$ км. Сила $\mathbf{F} = F \cdot \bar{n} = F \cdot (\cos(\alpha), 0, \sin(\alpha))$, $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н. Расчет выполнен для двух вариантов направления действия силы: а) $\alpha = -30^\circ$, б) $\alpha = +30^\circ$ [Алексеев, 2004]. Отметим, что образовавшийся в первом случае выводящий канал при изменении направления силы, в районе расположения очага, замкнулся.

Интересным фактом оказывается образование двух зон дилатансии: «очаговой», в окрестности точки приложения силы, соответствующей «магматическому очагу» грязевого вулкана, и «пограничной» – в слое около свободной поверхности, где формируется система выводящих каналов, образующаяся в процессе деятельности грязевого вулкана. Здесь поле напряжений от источника может содержать сильный вклад касательных напряжений на фоне слабого влияния сжимающих напряжений и гидростатического давления в связи с близостью поверхности, свободной от внешних напряжений. Возникающие при этом зоны разуплотненных разномасштабных трещиноватых структур и составляют основу вулканического поля в объеме пограничного слоя дилатансии [Собисевич, 2001].

Однако в области непосредственно очага грязевого вулкана давление остается очень высоким. Об этом свидетельствуют аварии, которые имели место при разбурировании вулканической постройки. Такой случай описан А.Г. Дурмишьяном и Н.Ю. Халиловым в связи со сверхвысокими пластовыми давлениями в структурах Бакинского архипелага. Здесь при бурении ряда скважин наблюдался прихват инструмента, сужение ствола скважины, выбросы труб и выпирание глинистой массы на поверхность. Так, например, бурение скважины № 42 на грязевом вулкане Дашгиль завершилось тем, что из забоя была выброшена вся колонна бурильных труб длиной в 2500 м, которая силой выброса оказалась кольцеобразно уложенной вокруг буровой вышки. Значительно чаще из забоя скважины бурильный инструмент вытеснялся пластичной глинистой массой, напоминавшей грязебрекчии дилатансного типа [Холодов, 2002].

В результате описанных выше геолого-геофизических процессов образуются кратерные площадки грязевых вулканов, которые обычно осложнены многочисленными сальзами и грифонами – миниатюрными подобиями материнской грязевулканической постройки. Они постоянно выделяют воду, жидкую грязь, газовые пузыри и пленки нефти.

В ряде случаев удается наблюдать грязевые вулканы, в которых вместо грязевулканических сооружений образуются солончаки, заболоченные участки с лужами жидкой грязи, занимающие большие площади и практически не возвышающиеся над окружающим рельефом. Примером такого вулкана является вулкан горы Гнилой. Такие структуры обычно бывают осложнены небольшими сользами или грифонами, размеры которых не превышают нескольких метров в высоту; из них постоянно изливается жидкая грязь, вода, реже нефть.

В зависимости от параметров: h – глубины источника, F – интенсивности источника, угла θ – ориентации силы в источнике, величины Y – сцепления элементов среды, «пограничная» зона дилатансии ведет себя довольно изменчиво. Она может исчезать при увеличении глубины источника или соединяться с «очаговой» зоной – при увеличении интенсивности источника.

В некоторых случаях «пограничная» зона имеет горизонтальную протяженность, а также весьма сложную форму в проекции на поверхность Земли. Однако наиболее продуктивная зона разуплотнения в области пограничного слоя дилатансии всегда тяготеет к центральной части вулканической постройки.

Поскольку с поверхностными зонами дилатансии естественно связывать зоны аномальных значений различных геофизических полей, то для исследования источников этих аномалий требуется, возможно, более надежно, учитывать положение и границы дилатансных зон.

Условие разуплотнения пород земной коры с учетом механизмов образования трещин путем растяжения среды может быть записано в виде некоторого критерия:

$$D_{\sigma} \begin{cases} \frac{1}{2} \sigma_1 (1 - \sin \varphi) - \frac{1}{2} \sigma_3 (1 + \sin \varphi) - Y \cos \varphi; & \text{если } -\sigma_3 \geq \sigma_p \\ \sigma_3 - \sigma_p & \text{если } -\sigma_3 < \sigma_p \end{cases}$$

где σ_1 и σ_3 – наибольшее и наименьшее главные напряжения, φ – угол внутреннего трения, Y – сцепление, σ_p – прочность среды при растяжении.

Приведенный критерий определяет зоны дилатансии в условиях, когда среда выдерживает большие сдвиговые напряжения, но меньше сопротивляется растягивающим усилиям.

Таким образом, понятие пограничного слоя дилатансии сегодня становится определяющим в проблеме построения математической теории корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов.

Несмотря на то, что реальная структура «пограничных» зон дилатансии в реальных условиях требует самостоятельного изучения, использование этой гипотезы в сфере практического анализа накопленного экспериментального материала по мониторингу грязевых вулканов настоятельно диктуется попыткой найти причины пространственно-временной изменчивости геофизических полей и наблюдаемых «аномалий» (в первую очередь сейсмических, геохимических и гравитационных) с целью установить механизмы их трансформации в районах, определенных как грязевулканические провинции.

По следам газов, мигрирующим через дилатансные структуры в сользово-грифонный этап развития грязевых вулканов, устремляются воды. Они выносят из запечатывающих эруптивный канал вулкана грязебрекчий большое количество тонкого глинистого материала, расширяя и совершенствуя пути разгрузки.

Газоводные смеси грязевых вулканов, выносящие большие массы пелитового глинистого материала, постепенно разрушают грязевулканическую пробку, которая

на начальном этапе запечатывает эруптивный канал вулкана. Происходит спонтанный прорыв, и флюидный поток грязевых трещин устремляется к поверхности дробясь, и растекаясь по многочисленным каналам в пограничном слое дилатантной зоны. Их выход на дневную поверхность через многочисленные сальзы и грифоны сопровождается отложением глинистых скоплений со всех сторон окружающих каналы разгрузки и постепенно формирующих конусообразные постройки. Эти динамические процессы сопровождаются сложными химическими явлениями. Достаточно напомнить экспериментально обнаруженное аномальное на первый взгляд явление. В пределах одного и того же кратерного поля каждая сальза выносит воды разного класса и типа.

Подводя итоги, отметим, что при краткосрочном прогнозировании извержений грязевых вулканов особое значение имеет контроль (теоретический или аппаратурный) за изменением плотности трещин в очаговой зоне. Достоверность метода может быть обеспечена результатами наблюдений за «пограничной» зоной дилатансии и связанными с ней аномальными полями, поскольку:

- положение очага и его динамические особенности точно не известны, и определение его основных параметров в сильной степени связано с поведением поверхностных аномальных зон дилатансии;

- надежность и точность оценки функции плотности трещин в «очаговой» зоне зависит от информации об аномалиях геофизических и геохимических полей в «пограничных» зонах.

- Таким образом, очаг грязевого вулкана представляет собой структуру дилатантного типа, сложенную глинами, реже – песками, часто содержащими большое количество твердых обломков вмещающих пород и разжиженных гомогенизованными газоводными флюидами (вода, нефть, газы разного состава); оно формируется на больших глубинах за счет саморазвития элизионных систем и может при благоприятных обстоятельствах стать питательной средой для корневых структур и выводящих каналов, составляющих основу современных грязевулканических построек.

- При работах на вулканической постройке Шуго нами получен ряд новых экспериментальных результатов, отражающих динамику развития извержения и выполнены оценки внутреннего строения вулкана. Подтверждено влияние геологических неоднородностей на формирование фонового микросейсмического поля. Определены закономерности этого влияния и опробован, по сути, своеобразный вид сейсмической разведки, использующий в качестве зондирующего сигнала фоновые колебания (микросейсмы). Экспериментально установлено и подтверждено численными моделями, что геологические объекты со сравнительно высокими сейсмическими скоростями проявляются в микросейсмическом поле как зоны с пониженными амплитудами, в то время как структуры с более низкими скоростями проявляются как области с повышенными амплитудами. Возможности по оценке глубины залегания объектов и их мощности тестировались в ходе полевых работ при помощи специальных калибровочных экспериментов и рассчитывались на моделях. Анализируя внутреннее строение вулкана, удается объяснить и причины взрывных извержений, которые связаны в первую очередь с закупоркой основного выводящего канала, что и привело к прекращению деятельности центрального грифона, зафиксированного сейсмическими методами. Затем последовало повышение давления флюидов непосредственно в очаге и, как следствие, в окружающих ди-

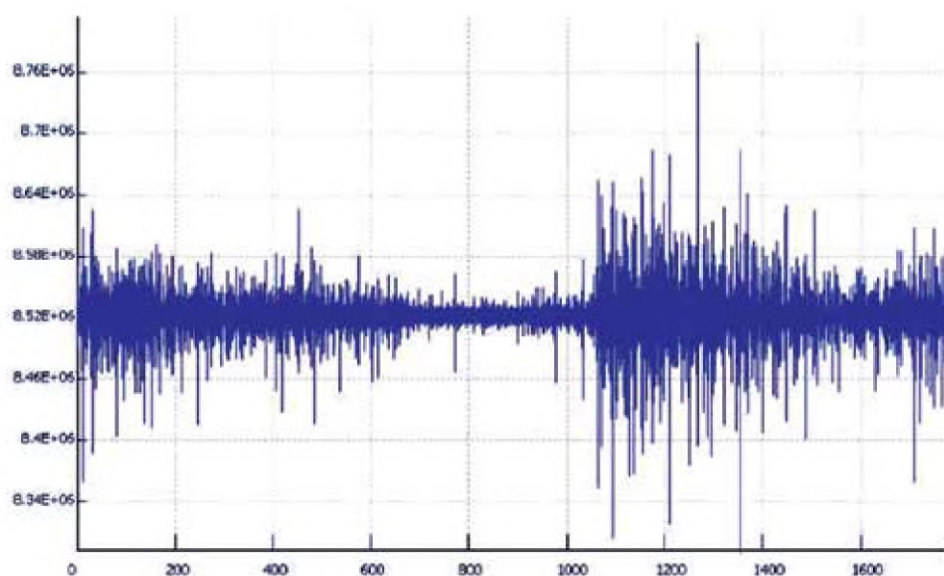


Рис. 12. Фрагмент записи, отражающий структуру сейсмических шумов в момент «запирания» основного выводящего канала на вулкане Шуго

латансных структурах. Высокое давление и явилось тем спусковым механизмом, который снова открыл пути поступления флюидов в главный выводной канал (рис. 12).

На протяжении всего периода бурного извержения этот процесс неоднократно повторялся.

В августе-сентябре 2006 года в районе вулкана Шуго нами были проведены дополнительные комплексные геолого-геофизические исследования, включающие работы по глубинному зондированию основных вулканических структур. Использовался метод микросейсмического зондирования [Горбатилов и др., 2008а], основанный на инверсии амплитудно-частотного пространственного распределения микросейсмического поля. Метод базируется на предположении, что вертикальная компонента микросейсмического поля в низкочастотном диапазоне определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод поверхностных волн Рэлея. Профиль геофизических исследований (А-А1) показан на рис. 2, а полученный экспериментально вертикальный разрез по контрастам сейсмических скоростей – на рис. 13..

Разрез, построенный с применением метода микросейсмического зондирования, показывает расположение и форму геологических неоднородностей среды по признаку контрастов сейсмических скоростей. Горизонтальное разрешение метода оценивается величиной 4% от длины зондирующей волны, или, соответственно 8% от глубины залегания неоднородности. Вертикальное разрешение оценивается как 15% от глубины залегания [Горбатилов и др., 2008б]. Светлым тоном оконтурены области с пониженными сейсмическими скоростями. Они соответствуют более трещиноватым и флюидонасыщенным структурам. Анализ полученных результатов выполнен с учетом существующих геологических данных.

Грязевые вулканы Шуго и Гладковский приурочены к одноименным антиклинальным складкам диапирового характера. Ядра складок нарушены разломами, которые не прослеживаются на глубины до 35 км, как это считалось по данным

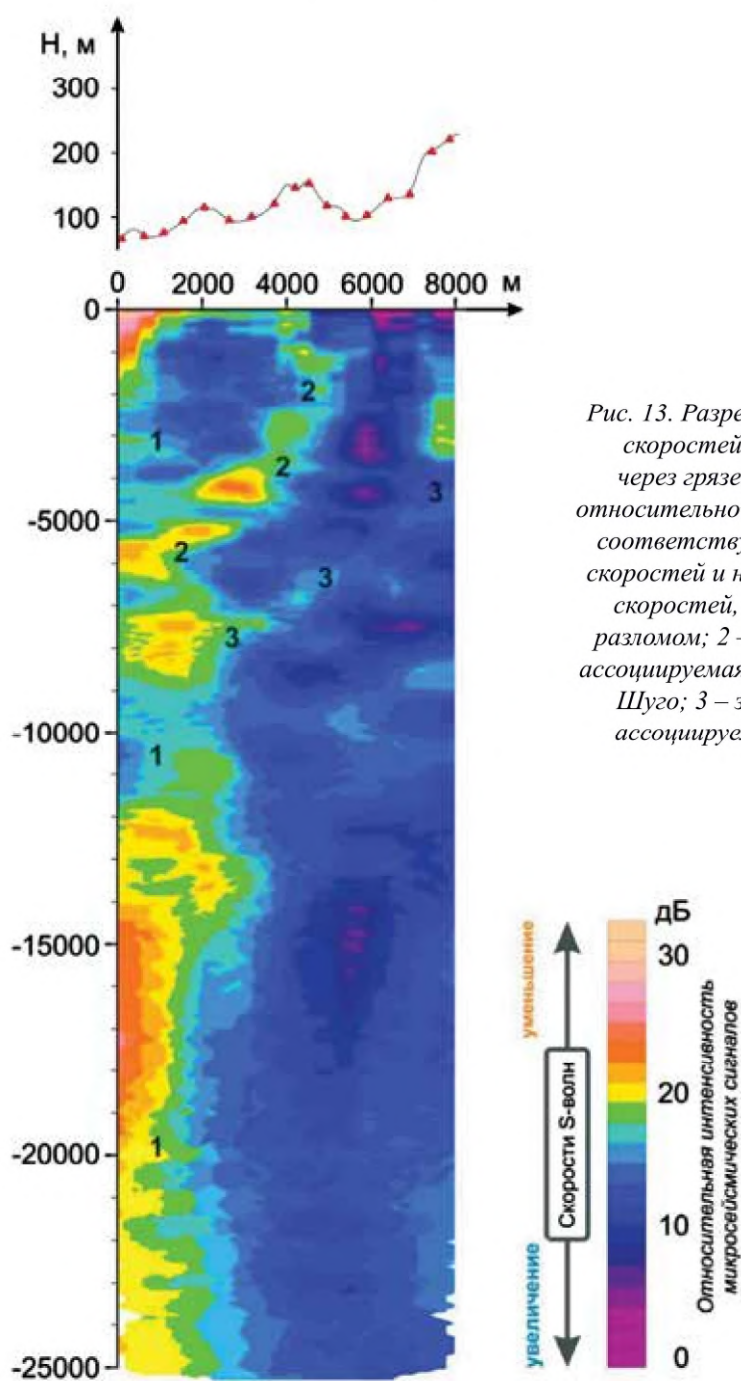


Рис. 13. Разрез по контрастам сейсмических скоростей вдоль профиля А-А1 (рис. 1) через грязевой вулкан Шуго. Увеличение относительной интенсивности реакции среды соответствует уменьшению сейсмических скоростей и наоборот. 1 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с Ахтырским разломом; 2 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с питающим разломом вулкана Шуго; 3 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с Gladkovским разломом.

[Золотов *и др.*, 2001]. По результатам микросейсмического зондирования установлено, что эти разломы начинают выполаживаться с глубин 3500-4000 м и становятся практически горизонтальными на глубине 8000-9000 м, подходя на северо-востоке к Ахтырскому разлому. Они являются своего рода ограничениями глиняных ядер диапировых складок. Вблизи основного ядра диапировых складок могут формироваться флюидные резервуары, в том числе и близповерхностные, как у вулкана Шуго, к которому поступление флюидов обуславливается в соответствии с механизмом артезианского источника. Довольно ярко выделяются источники флюидов в диапазоне глубин 3500-5000 м.

Пересмотр концепции строения корней вулкана Шуго проведен с учетом результатов по изучению состава и возраста выбрасываемых вулканом пород. Среди выбросов привлекает внимание большое количество нижнемеловых сидеритовых конкреций и верхнемеловых фукоидных мергелей и известняков. Интересно отметить присутствие в выбросах вулкана обломков изверженных пород, главным образом кварцевых порфиров, и коралловых известняков юрского возраста. Эти породы также относят к нижнемеловым, среди которых известны конгломераты сложенные гальками размытых верхнеюрских изверженных пород [Шарданов и др., 1962]. В целом в выбросах грязевого вулкана Шуго преобладают меловые породы при подчиненном значении палеоценовых, верхнемиоценовых (сарматских) и плиоценовых (понтических и киммерийских) и полном отсутствии майкопских [Губкин, 1938; Кудряшов, 1939].

Проведенные исследования позволили изучить не только глубинное строение грязевого вулкана Шуго, но и уточнить глубинную структуру Ахтырской флексурно-разрывной зоны в целом. В соответствии с полученными геофизическими результатами, строение Ахтырской зоны можно охарактеризовать как «структуру цветка» свойственную сдвиговым зонам [Sylvester, 1988]. Интенсивные горизонтальные перемещения по отдельным разрывам в пределах Ахтырской зоны подтверждаются и геолого-геоморфологическими методами [Овсюченко, 2005].

6. Возможная структурная позиция и строение грязевого вулкана Шуго

На основании приведенных данных можно сделать выводы о структурной позиции и возможной модели строения грязевого вулкана Шуго.

Основными факторами, определяющими формирование грязевых вулканов являются:

- наличие глинистых толщ на разных горизонтах стратиграфического разреза,
- антиклинальные структуры (вследствие участия глин часто диапирового характера), формирующие закономерно построенные антиклинальные зоны (зоны концентрации деформаций),
- повышенная дислоцированность и флюидная проницаемость.

Динамика формирования грязевого вулкана выражена в смене периодов грязевулканической активности и отсутствия извержений, формировании сложной вулканической постройки с разновозрастными элементами, а также формировании в сопочной брекчии каждого грязевулканического покрова различных трещин, отражающих изменяющееся во времени поле напряжений в каждом из покровов.

Для формирования грязевого вулкана в первую очередь необходимо наличие горизонтов глинистых пород как источника грязевулканической массы. Присутствие в разрезе нескольких таких горизонтов позволяет развиваться и нескольким потенциальным грязегенерирующим толщам. В Северо-западно-кавказском регионе возможными грязегенерирующими комплексами, помимо молодого майкопского, являются нижнемеловой и, вероятно, ниже-среднеюрский.

Напомним основные моменты, касающиеся грязевого вулкана Шуго. Его вулканическая постройка похожа на обычный вулкан центрального типа с обширным грязевулканическим покровом. Плоский центральный конус с действующим кратером окружен кольцевой депрессией (аналог кальдеры проседания), ограниченную в свою очередь, оставшимся от прежних извержений краевым валом.

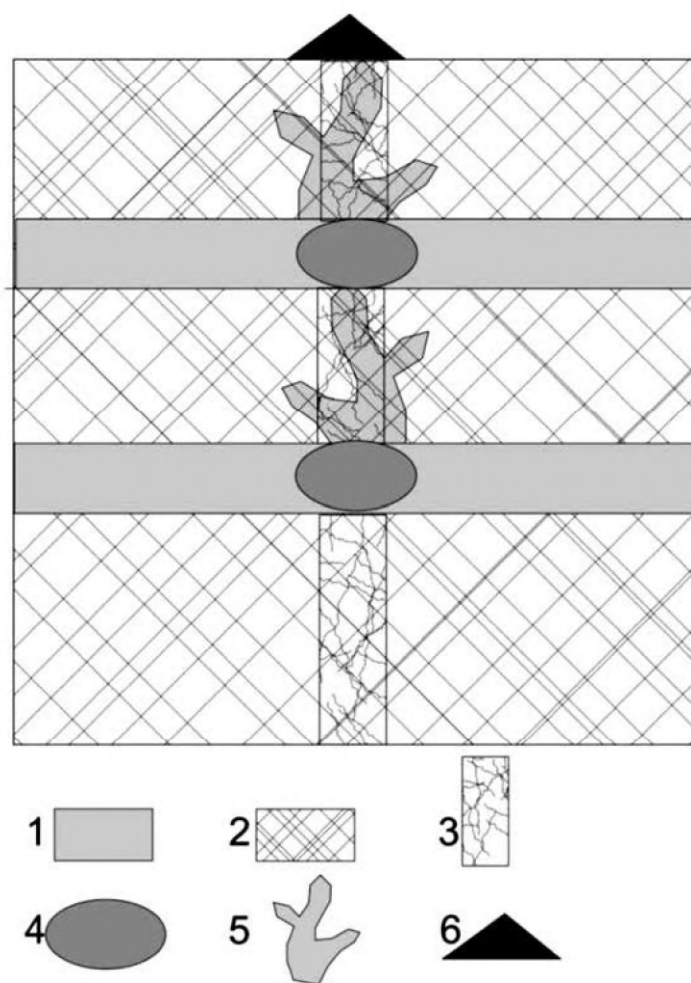


Рис. 15. Условия, необходимые для формирования грязевого вулкана. 1 – глинистые пластичные толщи, 2 – относительно хрупкие осадочные породы, 3 – зона концентрации деформаций – флюидопроницаемая зона, 4 – аномальная зона в глинистой толще на пересечении ее с флюидопроницаемой зоной концентрации деформаций – потенциальный грязевулканический очаг, 5 – формирующаяся структура глиняного диапиризма, 6 – вулканическая постройка.

Вулкан приурочен к одной из вершин Шугской диапировой антиклинали, находящейся в непосредственной близости от складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. В отличие от большинства антиклинальных структур Керченско-Таманской складчатой зоны (а также связанных с ними корней грязевых вулканов), диапиризм антиклинали Шуго связан не с майкопской толщей пластичных глин, а с присутствием в разрезе глинистых толщ нижнего мела, а возможно и залегающих на более глубоких горизонтах ниже-среднеюрских глин. Данные акустических исследований указывают на наличие у Шуго нескольких уровней очаговых зон: на глубинах сотни метров – первые километры, 5-6 км, 7-9 км, 15-20 км и глубже (рис. 14).

Формирование ядра диапировой складки сопровождается складчатой деформацией вышележащих слоев и все возрастающим их разрушением в своде диапира, приводит к активизации газовой-флюидных потоков. Газовофлюидные потоки, как среда более подвижная по сравнению с глинистыми массами, устремляются в относительно более проницаемые зоны, которые могут формироваться на пересечении

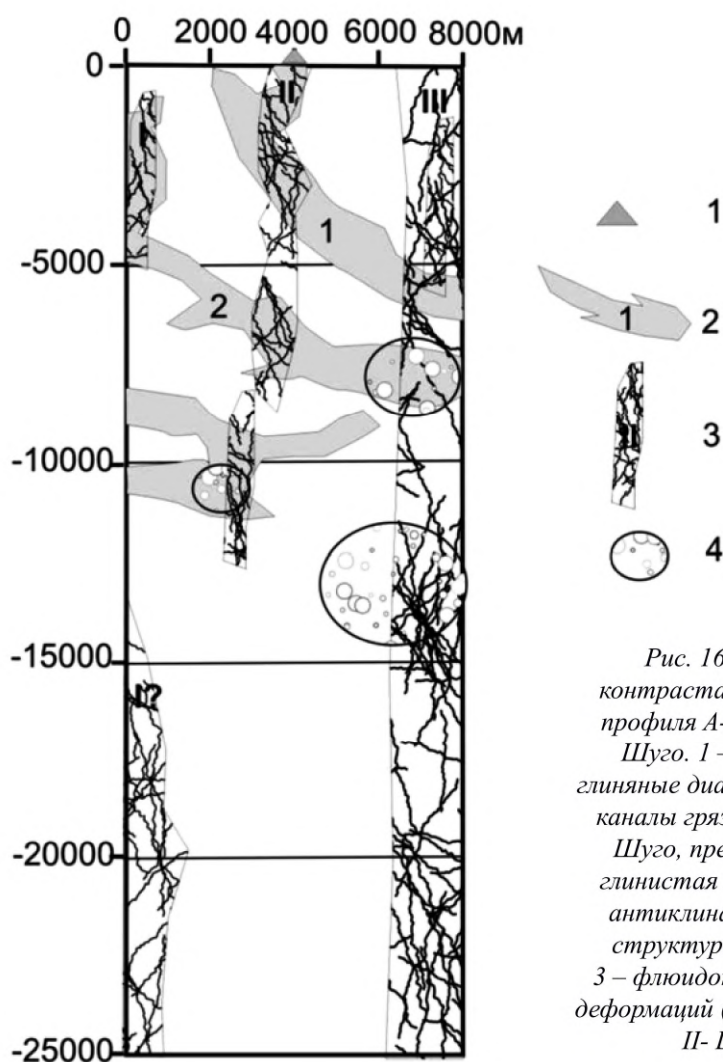


Рис. 16. Интерпретация разреза по контрастам сейсмических скоростей вдоль профиля А-А1 (рис. 1) через грязевой вулкан Шуго. 1 – вулканическая постройка; 2 – глиняные диапировые структуры и подводные каналы грязевых вулканов (1 – корни вулкана Шуго, предположительно нижнемеловая глинистая толща, северное крыло Шугской антиклинали; 2 – Gladkovskaya диапировая структура (возможно, Псебепская зона); 3 – флюидопроницаемые зоны концентрации деформаций (I – Gladkovskaya (или Псебепская?), II – Шугская, III – Ахтырская).

главной диапировой структуры с пересекающими ее поперечными или диагональными хонами повышенной дислоцированности или на ее периклиналях, где происходит максимальная концентрация напряжений, что и приводит в конечном счете к формированию грязевого вулкана.

Высохшая и высыхающая поверхность грязевулканического покрова, сложенного грязекаменной сопочной брекчией, разбита многочисленными трещинами разного типа. Большинство трещин являются приоткрытыми трещинами отрыва. Их самая различная ориентировка свидетельствует о разноориентированном растяжении вулканического конуса в условиях земной поверхности. При этом среди разноориентированных трещин можно выявить закономерные системы, отвечающие морфологии конуса (радиальные системы отрывов), которые сочетаются с выраженными в грязевулканической постройке кольцевыми валами.

Однако наряду с разнонаправленными радиальными трещинами отрыва в сопочной брекчии на поверхности вулкана можно увидеть и статистически замерить трещины отрыва в характерных зонах сдвиговых деформаций. Системы сдвиговых деформаций отражают существование, помимо полей напряжений, возникающих в связи с выраженностью вулканической постройки в рельефе, дополнительных тек-

тонических полей напряжений, возникающих в условиях развития позднеальпийской структуры горно-складчатого сооружения. Статистический подход позволяет выделить среди структур отрыва, зон сдвиговых деформаций, а также трещин и разрывов других кинематических типов выделить несколько структурных парагенезисов, за формирование которых отвечают условия разноориентированного латерального сжатия и растяжения в сложных, часто неоднозначных сочетаниях.

На рис. 15 приведена принципиальная схема структурной позиции грязевого вулкана.

Формирующиеся антиклинальные складки, имеющие в своей основе диапировую природу, отражают региональную структурную ситуацию – субмеридиональное латеральное сжатие. Они сосредоточены в зонах концентрации напряжений и деформаций сжатия, для которых характерен увеличенный флюидонасыщенный поток, способствующий глиняному диапиризму. Грязевые вулканы, связанные с диапировыми антиклиналями, характерны только для отдельных их участков. Это значит, что помимо флюидного потока вдоль складки имеются структуры, способствующие более интенсивному подъему флюидов с проявлением грязевулканической деятельности. Вероятно, такими структурами являются поперечные нарушения, выраженные зонами повышенной трещиноватости или флексурно-разрывными зонами. Поперечные структуры являются в главном поле напряжений субмеридионального сжатия зонами латерального растяжения. Приуроченность грязевых вулканов к узлам пересечения продольных структур сжатия и поперечных структур растяжения отмечалась и ранее [Копп, 1985]. На рис. 16 показан проинтерпретированный профиль с учетом всех сделанных выводов и предположений.

Заключение

Факторы проявления грязевого вулканизма. Для проявления грязевого вулканизма необходимо наличие ряда факторов, среди которых главенствующее место занимают два: наличие глинистых толщ и наличие определенных структур. Первый фактор – наличие глинистых пород – очевиден. Корни грязевых вулканов – системы грязевулканических камер, вертикальных и наклонных выводящих каналов грязебрекчий, воды, газов на поверхность – располагаются в осадочной оболочке Земли [Холодов и др., 1998; Холодов, 2002], где широко представлены песчано-глинистые породы. Структурный фактор проявляется также ярко уже с факта распределения грязевых вулканов исключительно в областях проявления кайнозойских деформаций – Средиземноморском и Тихоокеанском подвижных поясах. Вместе эти два фактора можно объединить в один: глины альпийских поясов.

Глины – нелитифицированные породы, которые накапливаются в различного типа прогибах, среди которых прогибы, связанные непосредственно с развитием горных сооружений (передовые (или краевые для соседних платформ) и, в меньшей степени, межгорные (из-за обилия поступающего терригенного материала, а также поперечные прогибы в местах погружения шарниров горных сооружений на уровне складчатых комплексов). Кроме того, такими прогибами являются также соседствующие с горными сооружениями глубоководные прогибы вплоть до прогибов с корой океанического типа (Черноморский и Каспийский бассейны). Грязевые вулканы присутствуют либо в предгорных и поперечных прогибах в непосредственной близости от осевой части горных сооружений, либо на склонах глубоководных впадин. В сторону платформ количество проявлений грязевого вулканизма быстро уменьшается.

Необходимо отметить, что области проявления грязевого вулканизма часто совпадают с нефтегазоносными бассейнами. Но не во всех нефтегазоносных бассейнах присутствуют грязевые вулканы. Нефтегазоносные бассейны отвечают осадочным бассейнам древних и молодых плит и краевые прогибы перед фронтом складчатых сооружений. Грязевые вулканы распространены исключительно в подвижных зонах – предгорных прогибах вблизи складчатых сооружений.

Что касается локальной структурной привязки грязевых вулканов, то все они приурочены к антиклинальным структурам, осложненным разрывными нарушениями. Антиклинальная структура необходима как «ловушка» для накопления или появления массы грязебрекчий. Разрывные нарушения необходимы для движения глубинных флюидов, обеспечивающих выход грязебрекчий из этой «ловушки» на земную поверхность. Контрастный состав осадочных толщ, наличие в них слоев разного состава и реологических свойств определяет возможность формирования сложной многоэтажной системы «ловушек» и проводящих каналов. Ловушки тяготеют к пластичным глинистым толщам, проводящие каналы наиболее ярко появляются в хрупких осадочных толщах. Разный масштаб рассмотрения стратисферы, а также разный масштаб нарушающих ее дислокаций, может определять формирование сложной многопорядковой грязевулканической корневой системы. Развитие этой системы определяется не только исходным составом и первичной структурой грязевулканической системы, но и динамикой ее развития.

Таким образом, полученные результаты позволяют расширить представления о том, как формируются грязевые вулканы. Первым условием для формирования грязевых вулканов необходимо наличие нелитифицированных глинистых толщ. Именно поэтому грязевые вулканы распространены в областях широкого развития мощных глинистых формаций (нижняя моласса краевых прогибов). Но этого условия для возникновения грязевых вулканов далеко недостаточно. Чтобы сформировался очаг грязевулканического расплава необходимо эти глины разжижить и привести в движение. Для этого, в свою очередь, необходимо высокое пластовое давление, которое достигается при погружении глин на определенную глубину. Оно усиливается при повышенных флюидодинамических потоках. А флюидодинамические потоки водорода, метана и других газов характеризуются завидной дискретностью – они приурочены к зонам концентрации деформаций. То есть для формирования очага грязевого вулканизма необходимо, чтобы на глубине на глинистую толщу воздействовали флюидные потоки и это наиболее ярко проявляется там, где существуют глубинные структуры сжатия – орогены. Сами орогены в условиях сжатия и повышенного теплового потока лишены глинистых толщ, а вот в соседних с ними прогибах, наоборот, формируются мощные глинистые толщ. Характер деятельности каждого конкретного грязевого вулкана во многом определяется особенностями строения питающей его системы перетока глубинных флюидов.

Литература

1. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С. и др. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Отв. ред. Г.М. Цибульчик. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. С. 387.
2. Барабошкин Е.Ю., Бондаренко Н.А. Любимова Т.В. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Все-

российского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» 14-15 сентября 2012 г. Геленджик. Краснодар. 2012. 28 с.

3. Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С. Математическое моделирование и экспериментальные исследования грязевого вулкана Шуго // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 2. №5. С. 69-77.

4. 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). Т. 413. №3. М.: «Наука». 2007. С. 398-402.

5. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН (Геофизика). 2008а. Т. 421. №5. С. 670-674.

6. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н. Технология глубинного зондирования земной коры с использованием естественного низкочастотного микросейсмического поля / Коллективная монография «Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1». Под ред. академика Н.П. Лаверова. Т. 1. М.: ИФЗ РАН. 2008б. С. 223-236.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Объяснительная записка. Составили: С.Г. Корсаков, Е.В. Белуженко, В.И. Черных, В.В. Соколов, В.М. Андреев, С.К. Щелтин. Научный редактор В.М. Юбко. Эксперты НРС: В.А. Снежко, В.К. Шкатова, В.К. Иогансон, Н.П. Пежемская, В.А. Царева. Санкт-Петербург. Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2009.

8. 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.

9. Золотов Е.Е., Кадури 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.

10. Копп 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

11. Кудряшов Е.В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуго // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: АН СССР. 1939. С. 45-56.

12. Лыгина Т.И., Лыгин В.А. Путеводитель полевой геологической экскурсии по грязевым вулканам Северо-Западного Кавказа / Государственный научный центр. – 2006. ФГУГП «Южморгеология». – 32 с.

13. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа / Проблемы тектонофизики. – М.: ИФЗ РАН. – 2008. – С. 191-224.

14. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика с приложениями к проблемам газовых и нефтяных пластов. М.: Недра. 1996. 448 с.

15. Овсяченко 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.

16. Овсяченко А.Н. Сейсмоструктурная и элементы современной геодинамики Северо-Западного Кавказа по данным палеосейсмологических исследований // Автореферат дисс. к.г.-м.н М., 2006.

17. 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.

18. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР, 1987а. С.173-235.

19. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа». М.: Наука, 1987б. С.69-96.

20. 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. В кн.: «Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа». Т.1. Новочеркасск, 1999. С.69-73.

21. Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. Монография. М.: ОИФЗ РАН. 2001. 354 с.

22. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422. №4. С. 542-546.

23. Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И., Овсяченко А.Н., Башорин В.Н., Пронин А.П., Гурбанов А.Г., Шевченко А.В. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2005. 225 с.

24. Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Локальные тепловые и резонансные аномалии в разломно-блоковых средах // Экологический вестник научных центров ЧЭС. №3. 2007. С. 47-54.

25. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (14-15 сентября 2012 г., г. Геленджик) / сост.: Е.Ю. Барабошкин, Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова. – Краснодар: КубГУ, 2012. – 28 с.

26. Ходькова И.А., Гемп С.Д. Распространение лития, рубидия и цезия в водах и твердых выбросах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1970. №12. С. 1495-1503.

27. Холодов В.Н., Недумов Р.И., Григорянц Б.В. Катагенез и деформации Кайнозойских отложений. // Литология и полезные ископаемые. 1998. №5. С. 504-524.

28. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые, 2002, №3. С. 227-241; №4. С. 339-358.

29. Шарданов А.К., Малышек 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.

30. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наук. Думка. 1986. 152 с.

31. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона / Киев: Наукова думка. – 1992. – 200 с.

32. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. // Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка. 1971. 332 с.

33. Sylvester A.G. Strike-slip faults. // Geol.Soc. Amer. Bull., 1988, v. 100, pp. 1666-1703.

DOI: 10.23671/VNC.2014.3.55452

**STRUCTURAL POSITION AND THE PROBLEMS OF MUD
VOLCANISM CENTERS APPEARANCE IN THE POST ALPINE
PLICATED CONSTRUCTION OF THE NORTH-WESTERN
CAUCASUS (BASED ON THE EXAMPLE OF THE STUDY OF
THE DEEP STRUCTURE OF THE MUD VOLCANO SHUGO)**

**© 2014 E.A. Rogojin, Doct. Geol.-Min. Sci., A.L. Sobisevich, L.E. Sobisevich,
T.U. Tveritina**

IPE RAS, 1, 10, B. Grusinskaia st., D-242, Moskva, GSP-5, 123995,
E-mail: direction@ifz.ru

The majority of mud volcanoes is located along the large tectonic zones of Mediterranean and Pacific Ocean mobile belts. The important condition for mud volcanoes processes are plicated deformations and disjunctive dislocation of sedimentary formations. Volcano Shugo – one of the most known active mud volcanoes of Taman mud volcanoes province in the North-Western periclinal part of the Alpine plicated construction of the Great Caucasus. The volcano has relatively calm «nature», but in 1903, 1908 and 2006 yr. short-term stormy eruptions were observed. The new geophysical data about the deep structure of the Shugo volcano enlarge our ideas about the mechanisms of this geological object activity taking into account available material about its structural- geological position. During the field works we have refined its deep structure and acquired data about the interstitial- explosive structures of the volcanic building, which make it possible to pass to the examination of the tekto-dynamical conditions for the formation of the Shugo volcano.

Keywords: mud volcanism, mud volcano province, diapirism, breccia.