

PROCEEDINGS
Second
Geothermal Volcanology
Workshop 2018

**Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
Petropavlovsk-Kamchatskiy
September 5-8, 2018**



Table of Contents

Introduction to Geothermal Volcanology Workshop 2018, Technical Program and Fieldtrips <i>Kiryukhin A.V.</i>	5
Hydrothermal systems adjacent to active and extinct volcanoes	
Seismicity in geofluid volcanic and hydrothermal systems. magmatic feeding systems of active volcanoes	
Magmatic fracturing as an analogue of the development of hydrocarbon reservoirs with hard-to-recover reserves	
Modeling the exploitation of geothermal reservoirs in volcanic areas. Problems of using geothermal energy in volcanic areas for heat and electricity supply	
Mechanism of geyser functioning and cyclicity in hydrothermal systems	
Reserve presentations	

HYDROTHERMAL SYSTEMS ADJACENT TO ACTIVE AND EXTINCT VOLCANOES

Hydrothermal Activity in Karymsky Lake (East Kamchatka)	13
<i>Nikolaeva A.G., Karpov G.A.</i>	
Temperature and gas composition of the Avachinsky volcano fumaroles (Kamchatka) in 2013-2018	18
<i>Malik N.A.</i>	
Chemical and isotopic composition (δD and $\delta^{18}O$) of thermal waters of the Kuril islands (Russia)	19
<i>Kalacheva E.G.</i>	
Water Isotope Studies of the Koryaksky-Avachinsky volcanogenic basin and Paratunsky geothermal fields	20
<i>Voronin P.O.</i>	

SEISMICITY IN GEOFLUID VOLCANIC AND HYDROTHERMAL SYSTEMS. MAGMATIC FEEDING SYSTEMS OF ACTIVE VOLCANOES

Magmatic plumbing systems of the Tolbachik areal volcanic field	21
<i>Kugaenko Y.A., Volynets A.O.</i>	
Water level changes in the well E-1 as an indicator of geodynamic conditions in Koryaksky-Avachinsky volcano-tectonic depression, Kamchatka	22
<i>Kopylova G.N., Boldina S.V., Chubarova E.G.</i>	
Applications of Methods of MEQ's Mechanisms Estimates to Koryaksky Volcano Activity in 2008-2009	26
<i>Lemzikov V.K., Lemzikov M.V., Chernykh E.V., Kiryuhin A.V.</i>	

MAGMATIC FRACTURING AS AN ANALOGUE OF THE DEVELOPMENT OF HYDROCARBON RESERVOIRS WITH HARD-TO-RECOVER RESERVES

Simulating fluid injection in 3D poro-visco-elasto-plastic rocks	31
<i>Beatriz Martínez Montesinos, Boris Kaus</i>	
Role of Hydrofracturing in Formation of Bazhen Oil Reservoir: Natural Mechanisms and Processes, Perspectives of the Modern Technologies.	35
<i>Korovina T.A., Kropotova E.P., Romanov E.A.</i>	
Identification of paleovolcanic rocks on seismic data	39
<i>Sabine Klarner, Olaf Klarner</i>	
Geomechanical Interpretation of Seismicity: Applications for Seismic Forecast and Hydrocarbon Exploration	40
<i>Solomatin A.V., Fedotov S.A., Kiryukhin A.V.</i>	

MODELING THE EXPLOITATION OF GEOTHERMAL RESERVOIRS IN VOLCANIC AREAS. PROBLEMS OF USING GEOTHERMAL ENERGY IN VOLCANIC AREAS FOR HEAT AND ELECTRICITY SUPPLY

Hidden volcanism in the Paratunsky geothermal field <i>Vorozheikina L.A.</i>	44
Conditions of water and heat recharge of the Mutnovsky production geothermal reservoir (Kamchatka, Russia) <i>Polyakov A.Y.</i>	49
Modeling Studies of the Paratunsky geothermal field <i>Zhuravlev N.B.</i>	50

MECHANISM OF GEYSER FUNCTIONING AND CYCLICITY IN HYDROTHERMAL SYSTEMS

Modeling and Observations of the Geysers <i>Rychkova T.V.</i>	54
Mineral Composition of the Velikan Geyser (Geysers Valley, Kamchatka) <i>Sergeeva A.V.</i>	56
Synthesis of initial Geological Data for the Purposes of Modeling of Exploitation of a Bolshe-Banny Geothermal Field: methods and results <i>Delemen I.F.</i>	57

RESERVE PRESENTATIONS

Conceptual modeling of the geothermal waters in the continental rift zones of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey <i>Nevzat Özgür</i>	59
---	----

Introduction to Geothermal Volcanology Workshop 2018, Technical Program and Fieldtrips

Kiryukhin A.V.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
AVKiryukhin2@mail.ru*

Keywords: Geothermal, Volcanology, Workshop

Abstract

The 2-nd international seminar on geothermal volcanology (Geothermal Volcanology Workshop 2018) will be held from 05 to 08 September 2018 in Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. Kamchatka is an active volcanic, seismic and hydrothermal region. Active volcanism is accompanied by magma injections into host structures, magmatic fracturing and the formation of hydrothermal systems adjacent to volcanoes. Engineering study of productive geothermal reservoirs is a necessary condition for their effective use for heat and power supply. Geomechanical analysis of the magmatic fracturing regime with seismic data is extremely important for predicting volcanic activity. It is also useful for analyzing the productivity of geothermal reservoirs and as the analog of hydrocarbon reservoirs development with hard-to-recover reserves. The interdisciplinary focus of this workshop will bring together scientists to solve problems which transcend the framework of international borders.

1. Introduction

Geothermal Volcanology Workshop 2018 provides a unique opportunity to meet with other scientists working in the Far East segment of the North-West Pacific as it makes an excellent presentation for those willing to participate in research of this unique region. In 2018, the meeting will begin the day after the start of the 2-nd International Geothermal Conference GEOHEAT will combine the efforts of scientists for geothermal energy research in the areas of modern volcanism.

Topics of scientific sessions:

- Hydrothermal systems adjacent to active and extinct volcanoes
- Seismicity in geofluid volcanic and hydrothermal systems
- Magmatic feeding systems of active volcanoes
- Modeling the exploitation of geothermal reservoirs in volcanic areas
- Problems of using geothermal energy in volcanic areas for heat and electricity supply
- Magmatic fracturing as an analogue of the development of hydrocarbon reservoirs with hard-to-recover reserves
- Mechanism of geyser functioning and cyclicity in hydrothermal systems

2. Field trips

The following Field Trips are scheduled during GVW-2018: (FT-1) Koryaksky Volcano's Dyke Fields & Thermal Mineral Springs, (FT-2) Mutnovsky & Paratunsky Geothermal Areas, (FT-3) Valley of Geysers (see Figure 1).

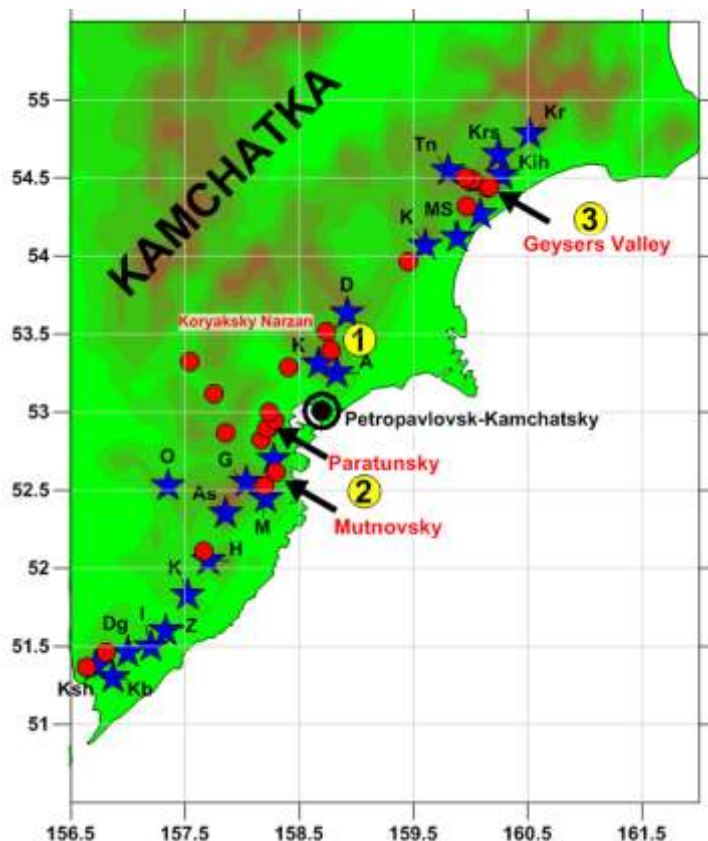


Figure 1 – Field trip (1, 2 & 3) locations on Kamchatka map. Active volcanoes (blue stars) and most significant hydrothermal systems (red circles) are shown too.

2.1 Field Trip – 1: Koryaksky Volcano’s Dyke Fields & Thermal Mineral Springs

The field trip lasts 10 hours (from 9-00 to 19-00). Number of participants is up to 10. Transport (car+helicopter), map and root points (Figure 2): IVS FEB RAS – Avachinsky Base /IVS Base (AVH) – IVS FEB RAS (track+car); Avachinsky Base (AVH) – Dyke field on the south slope of Koryaksky volcano – Koryaksky Narzan (K8) – **Koryaksky Narzan (K2)** – **Koryaksky Narzan (K1)** – Isotovskiy Hot Spring (IS) - Avachinsky Base (AVH) (helicopter). Foods: box lunch & Koryaksky Narzan water.

The Avachinsky-Koryaksky volcanogenic basin (Figure 2), which has an area of 2530 km², is located 25 km from Petropavlovsk-Kamchatsky City and includes five Quaternary volcanoes (two of which, Avachinsky (2750 masl) and Koryaksky (3456 masl), are active), and is located within a depression that has formed atop Cretaceous basement rocks. Magma injection zones (dykes and chamber-like shapes) are defined by plane-oriented clusters of local earthquakes that occur during volcanic activity (mostly in 2008-2011) below Koryaksky and Avachinsky volcanoes at depths ranging from -4.0 to -2.0 km and +1.0 to +2.0 km, respectively. Water isotopic (δD , $\delta^{18}O$) data indicate that these volcanoes act as recharge areas for their adjacent thermal mineral springs (Koryaksky Narzans, Isotovskiy and Pinachevskiy) and the wells of the Bystrinsky and Elizovo aquifers. Carbon $\delta^{13}C$ data in CO₂ from CO₂ springs in the northern foothills of Koryaksky Volcano reflect the magmatic origin of CO₂. Carbon $\delta^{13}C$ data in methane CH₄ reservoirs penetrated by wells in the Neogene-Quaternary layer around Koryaksky and Avachinsky volcanoes indicate the thermobiogenic origin of methane.

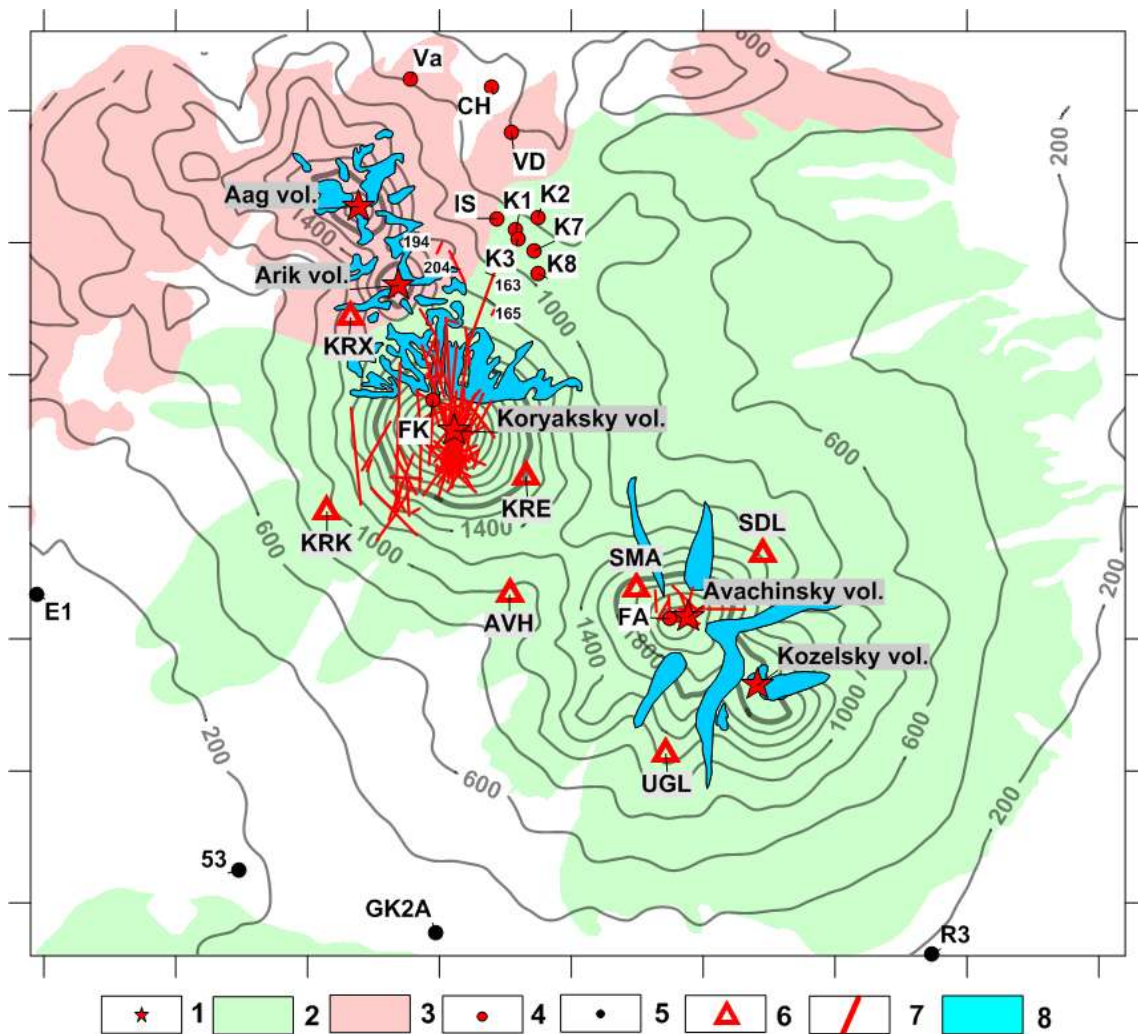


Figure 2 – Geological map of the Koryaksky–Avachinsky volcanogenic basin. Legend: (1) The summits of the Avachinsky, Koryaksky, Kozelsky, Arik, and Aag volcanoes; (2) Avachinsky, Koryaksky, Kozelsky volcanoes and their eruptive products; (3) Pinachevsky extrusions $Q_{2,3}$; (4) thermal features (for details, see Table 1): FA - fumaroles on Avacha Volcano; FK - fumaroles on Koryaksky Volcano; K1, K2, K3, K7, K8 - thermal mineral springs of Koryaksky Narzan; IS - Izotovskiy; VD - Vodopadny; CH - Chistinskiy; Va - Vakinskiy; (5) deep hydrogeological wells; (6) KB GS RAS seismograph stations; (7) dykes traced at -3000 masl below Koryaksky Volcano and 1500 masl below Avachinsky Volcano; (8) glaciers. Note: The isolines show the topographic surface, and the ticks along the axes represent intervals of 5 km.

2.1 Field Trip – 2: Mutnovsky and Paratunsky Geothermal Areas

The field trip lasts 10 hours (from 9-00 to 19-00). The number of participants is up to 10. Transport (car+helicopter), map and root points (Figures 3 & 4): IVS FEB RAS – V-Paratunsky hot springs – IVS FEB RAS (track-car); V-Paratunsky hot springs – Vilyuchinsky Volcano – N-Zhirovskoy hot spring (16) – Voynovskiy hot spring (16) – V-Mutovsky GeoPP 12 MWe – Mutnovsky GeoPP 50 MWe – **Dachny Steam Jets** (7) – Dyke Field in Mutnovsky Volcano Crater (3) – Vulcannaya River Waterfall 60 m – Cold Springs in Gorely Volcano – **Vilyuchinsky hot springs** - V-Paratunsky hot springs (helicopter). Meals: box lunch & Silver Creek water (K1).

The Mutnovsky geothermal area is part of the Eastern Kamchatka active volcano belt. Mutnovsky, 80 kY old and an aging strato-volcano (a complex of 4 composite volcanic cones), acts as a magma- and water-injector into the 25-km-long North Mutnovsky extension zone (Figure 3). Magmatic injection events (dykes) are associated with plane-oriented MEQ (Micro Earth Quakes) clusters, most of them occurring in the NE sector of the volcano ($2 \times 10 \text{ km}^2$) at elevations from -4 to -2 km, while some magmatic injections occur at elevations from -6.0 to -4.0 km below the Mutnovsky production field. Water recharge of production reservoirs is from the Mutnovsky

volcano crater glacier (+1500 to +1800 masl), which was confirmed by water isotopic data (δD , $\delta^{18}O$) of production wells at an earlier stage of development. The Mutnovsky (Dachny) 260-310°C high-temperature production geothermal reservoir with a volume of 16 km³ is at the junction of NNE- and NE-striking normal faults, which coincides with the current dominant dyke injection orientation. TOUGH2-modeling estimates of the reservoir properties are as follows: the reservoir permeability is 90-600 e-15 m², the deep upflow recharge is 80 kg/s and the enthalpy is 1420 kJ/kg. Modeling was used to reproduce the history of the Mutnovsky (Dachny) reservoir exploitation since 1983 with an effective power of 48 MWe by 2016. Modeling also showed that the reservoir is capable of yielding 65-83 MWe of sustainable production until 2055, if additional production drilling in the SE part of the field is performed. Moreover, this power value may increase to 87-105 MWe if binary technologies are applied. Modeling also shows that the predicted power is sensitive to local meteoric water influx during development. Conceptual iTOUGH2-EOS1sc thermal hydrodynamic modeling of the Mutnovsky magma-hydrothermal system as a whole reasonably explains its evolution over the last 1500-5000 years in terms of heat recharge (dyke injection from the Mutnovsky-4 funnel) and mass recharge (water injection through the Mutnovsky-2 and Mutnovsky-3 funnels) conditions as previously mentioned.

The Paratunsky low temperature geothermal field (Figure 4) has been operating since 1964. During the period of exploitation from 1966-2014, 321 Mt of thermal water (Cl-Na, Cl-SO₄-Na composition, M up to 2600 ppm) with temperatures of 70-100°C was extracted and used for district heating, balneology and greenhouses. The structure of the 40 km³ Paratunsky low temperature (80-110°C) geothermal volcanogenic reservoir was geometrically characterized, hot water upflow regions and the 3D permeability distribution were identified with hydrogeological data, and the distribution of the feed zones and 3D temperatures were constrained by 3D spline approximation. Water isotope and gas (N₂, 96-98%) data analysis indicated that the main recharge region of the Paratunsky geothermal reservoirs is the Viluychinsky Volcano (2173 masl) and adjacent highly elevated structures, located 25 km south from the geothermal field. Production zones coinciding with dip angle fractures occur in the condition of radial extension (possibly caused by magmatic origin heat sources below the reservoir) and hydraulic fracturing (possibly caused by the elevated position of the Viluychinsky Volcano's recharge region).

TOUGH2 modeling of the thermo-hydrodynamic natural state and the history of exploitation (involving pressure, temperature and chemical changes response to utilization) between 1965 and 2014 yield estimates of hot water upflow rates (190 kg/s), the production reservoir compressibility (up to 4×10⁻⁸ Pa⁻¹) and permeability (up to 1.4 D). Modeling confirmed areal discharge of the thermal water from the production reservoir in the top groundwater aquifer (top Dirichlet boundary conditions). Modeling of the chemical (Cl-) history of exploitation provides an explanation of gradual Cl- accumulation due to the inflow of chloride-containing water through the eastern (open) boundary of the geothermal reservoirs. Modeling of the long-term exploitation until 2040 with an exploitation load of 256 kg/s merely shows a low pressure drop (0.7 bars) and an insignificant drop of temperatures in the production geothermal reservoir of the Paratunsky geothermal field.

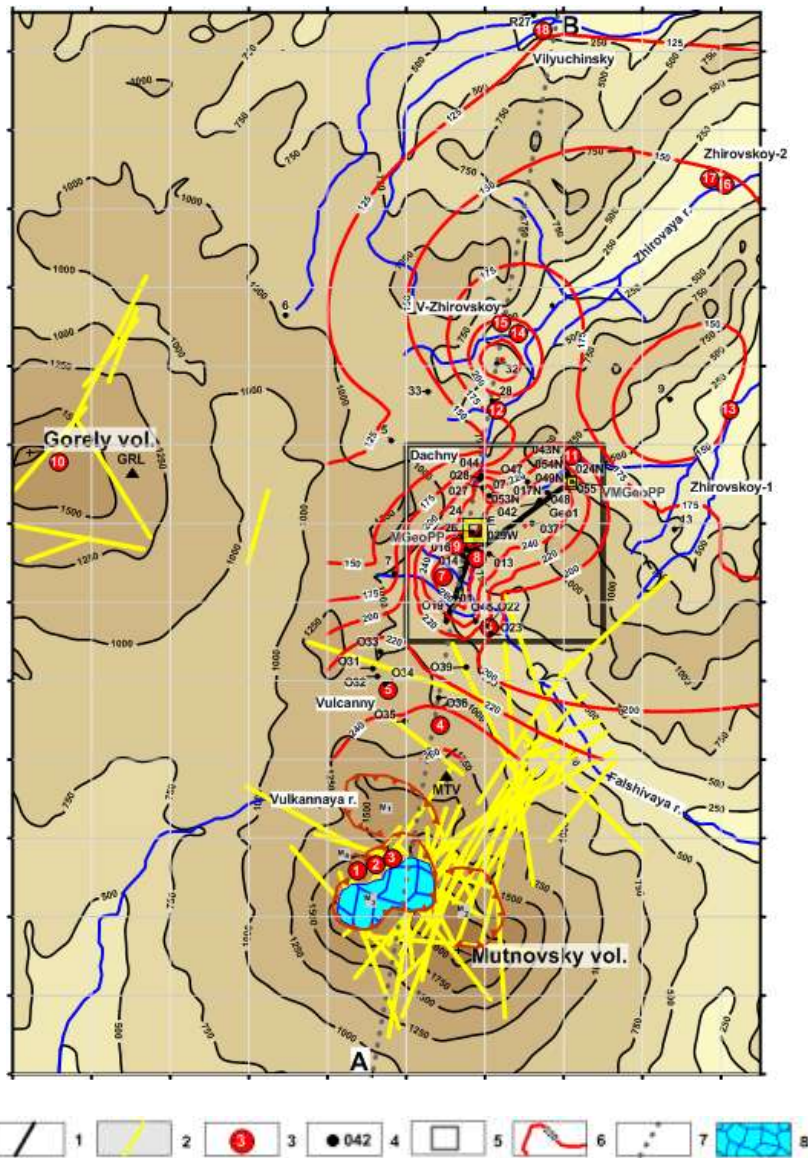


Figure 3 – Schematic map and topography of the Mutnovsky geothermal area, grid scale 1 km. Legend: 1 – Production 2D plane zone traces at -250 masl; 2 – Magmatic injection (dykes) 2009-2016 traces at -3000 masl; 3 – thermal features (1-18, see below); 4 – wells; 5 – rectangle is a detailed TH model area; 6 – temperature isolines at -250 masl; 7 – AB – line of cross-section; and 8 – Glacier in the Mutnovsky volcano crater. Note-1: M_1 , M_2 , M_3 , M_4 – funnels of Mutnovsky volcanoes 1, 2, 3 and 4, respectively (see section 2.3 for details). Note-2: MGeoPP – the existing Mutnovsky geothermal power plant 50 MWe installed; VMGeoPP – the existing Verkhne-Mutnovsky geothermal power plant 12 MWe installed; Dachny, Vulcanny, V-Zhirovskoy, Zhirovskoy-1, Zhirovskoy-2, and Vilyuchinsky – the potential sites for additional geothermal electricity production.

Thermal features: 1 – Active funnel, 2- Bottom field, 3- Upper field, 4,5 – North-Mutnovsky East and West, respectively, 6 – New 2003, 7 – Dachny (Active), 8 – Radon spring, 9 - Medveji, 10 – Gorely volcano gas emission jets, 11 – Verkhne-Mutnovsky, 12 – Piratovsky spring, 13 – Voinovsky spring, 14,15 – Verkhne-Zhirovskoy chloride hot springs and fumaroles, respectively, 16,17 – Nizhne-Zhirovskoy chloride hot springs, and 18,19 – Vilyuchinsky chloride hot springs and well R27, respectively.

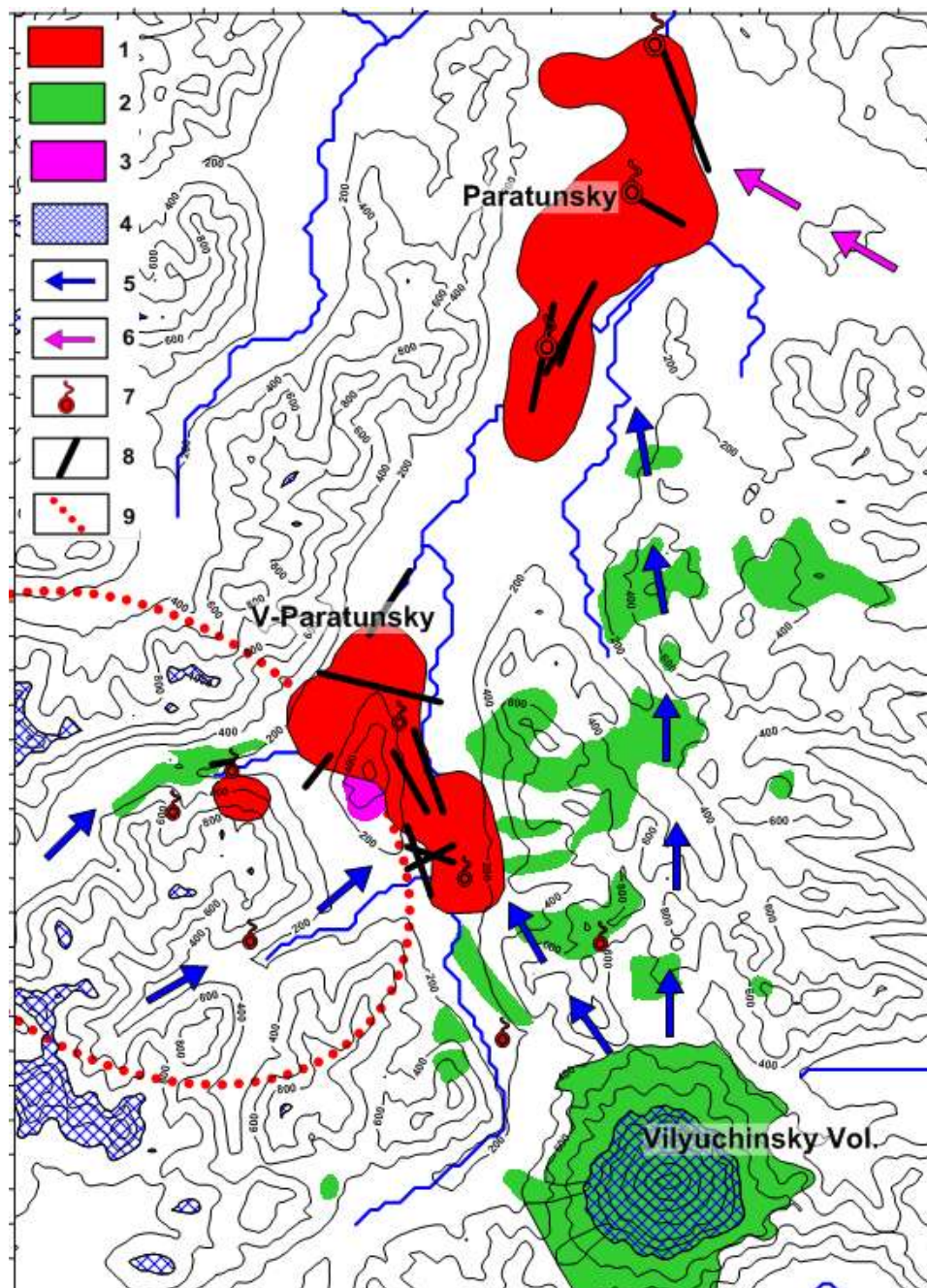


Figure 4 – Paratunsky geothermal fields geo-filtration structure, recharge and boundary conditions, topographical elevations in the background, grid scale 1 km. Legend: 1 – counters of production geothermal reservoirs at -750 masl based on geoisotherm 75°C (Paratunsky) and 60°C (Verkhne-Paratunsky); 2 – Holocene lava flows and cinder cones; 3 – Rhyolite extrusions 0.5-0.8 MY; 4 – water recharge regions for the Paratunsky geothermal reservoirs (with an elevation of more than 1000 masl); 5 – Horizontal projections of fluid flows from recharge regions to the production geothermal reservoirs; 6 – Chloride water attracted into the production reservoir due to its exploitation; 7 – Hot springs; 8 – Production zone traces at -750 masl; 9 – Caldera rim 1.2-1.5 MY (Leonov et al., 2007).

2.1 Field Trip – 2: Valley of Geysers

The field trip lasts 10 hours (from 9-00 to 19-00). The number of participants is up to 10. Transport (car+helicopter), map of the Valley of Geysers (Figure 4): IVS FEB RAS – Nikolaevka Airport – IVS FEB RAS (car); Nikolaevka Airport – **Valley of Geysers (Pervenetz, Bolshoy, Mudflow 2014)** – **Uzon Caldera (Shaman)** - Nikolaevka Airport (helicopter). Meals: box lunch & Malkinsky Water.

The Geysers Valley hydrothermal system (Figure 5) is hosted within a system of two permeable faults (revealed by mapping thermal features), located above a suggested partially melted magmatic body and recharged by meteoric water along the outcrops of rhyolite-dacite extrusions. Fast erosion is stimulating the significant discharge rate, the geyser's cycling mode and landslide events. The Giant landslide took place on June 3, 2007, when $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ of rocks were shifted 2 km downstream, more than 23 geysers were buried or submerged, and Podprudnoe Lake was dammed, injecting cold water into submerged geysers. Possible triggers of the Giant Landslide include the inclination of the sliding plane towards the Geysernaya river basin, a pressure increase in the fluid-magma system, hanging block saturation by water during spring flooding, hydrothermal alteration weakening of the sliding plane, and steam explosions.

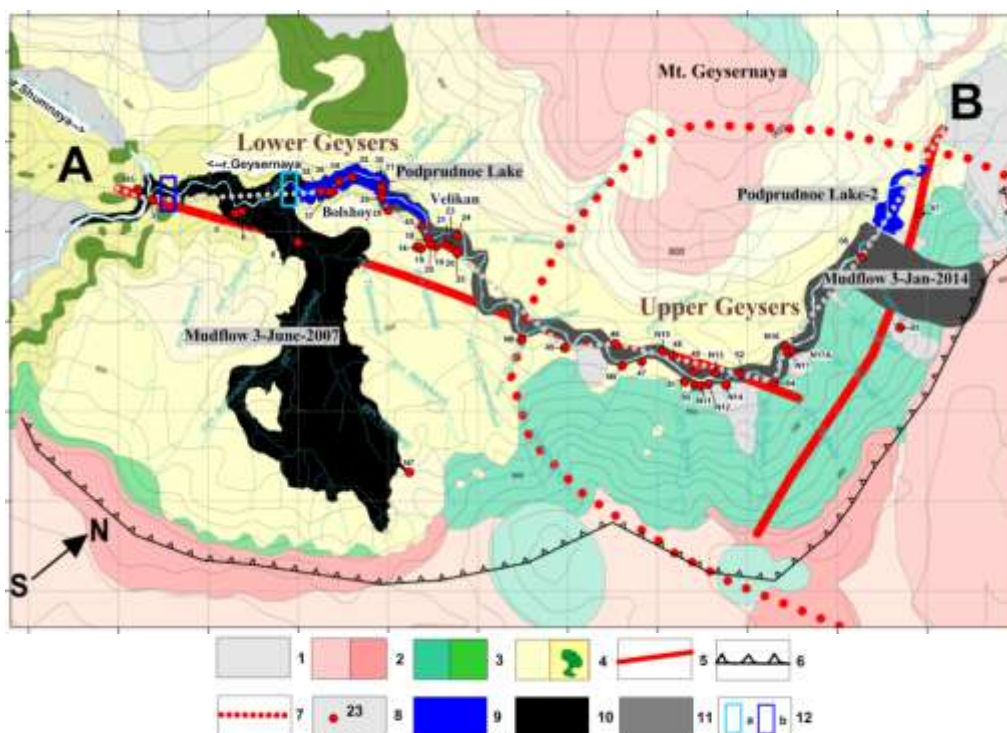


Figure 5 – Schematic map of the Valley of Geysers. Legend: 1 - Alluvial and glacial deposits Q_{3-4} ; 2 - permeable units of rhyolite, dacite and andesite extrusions (αQ_3^4); 3 - basalt, andesite, and dacite lavas and pyroclastics (αQ_3^{1-2}); 4 - low permeability units of caldera lake deposits (Q_3^4), which are complicated by a dyke complex (Q_3^{ust}); 5 - assumed thermal fluid-conducting faults; 6 - Uzon-Geysernaya caldera boundary; 7 - uplifted area that is associated with the contours of the active magma reservoir (Lundgren et al., 2006); 8 - geysers and hot springs (for numeration, see Table 6 in Kiryukhin, 2016); 9 - Podprudnoe Lake and Podprudnoe Lake-2 dumb by mudflows; 10 - catastrophic landslide-mudflow on 3.06.2007; 11 - landslide-mudflow on 3.01.2014; 12 - Geysernaya river flow rate measurement points: a – Podprudnoe Lake exit, b – Geysernaya river mouth. Grid scale – 500 m. AB – grey dotted line of cross-section.

The monitoring of the Velikan and Bolshoy geysers after the catastrophic landslide on 3.06.2007 (which dammed and created Podprudnoe Lake, drowning some geysers) and before a mudflow on 3.01.2014 (which destroyed the dam and almost completely drained Podprudnoe Lake) shows that the interval between eruptions (IBE) of the Bolshoy Geyser decreased from 108 to 63 min and that the IBE of the Velikan Geyser slowly declined over three years from 379 min to 335 min. The seasonal hydrological cycle of the Velikan Geyser shows an increase in the IBE during winter (average of 41 min). The dilution of the chloride deep components of the Bolshoy (-17%) and Velikan Geysers (-12%) is also observed. A local TOUGH2 model of the Velikan geyser is developed and is successfully calibrated against temperature observations at both the mid-height and base of the conduit of the Velikan Geyser, which shows the essential role of the CO_2 in the functionality of the geyser. Temperature logging in geysers Velikan (1994, 2007, 2015, 2016, 2017) and Bolshoy (2015, 2016, 2017) conduits shows pre-eruption temperatures below boiling at

corresponding hydrostatic pressure, that means partial pressure of CO₂ creates gas-lift upflow conditions in geyser conduits. Velikan geyser IBE history explained in terms of gradual CO₂ recharge decline (1941-2013), followed by CO₂ recharge significant dilution after the mudflow of Jan. 3, 2014 also reshaped geyser conduit and diminished its power.

1941-2017 period of the Valley of Geysers monitoring (Kamchatka, Kronotsky Reserve) reveals a very dynamic geyser behavior under natural state conditions: significant changes of IBE (interval between eruptions) and power of eruptions, chloride and other chemical components, and pre-eruption bottom temperature. Nevertheless, the total deep thermal water discharge remains relatively stable at around of 280 kg/s, thus all of the changes are caused by redistribution of the thermal discharge due to Giant Landslide of June 3, 2007, Mudflow of Jan. 3, 2014 and other events of geothermal caprock erosion and water injection into the geothermal reservoir.

References

1. A. Kiryukhin, V. Lavrushin, P. Kiryukhin, P. Voronin "Geofluid Systems of Koryaksky-Avachinsky Volcanoes (Kamchatka, Russia)," *Geofluids*, vol. 2017, Article ID 4279652, 21 pages, 2017. doi:10.1155/2017/4279652.
2. Kiryukhin A.V., Vorozheikina L.A., Voronin P.O., Kiryukhin P.A. THERMAL-PERMEABILITY STRUCTURE AND RECHARGE CONDITIONS OF THE LOW TEMPERATURE PARATUNSKY GEOTHERMAL RESERVOIRS, KAMCHATKA, RUSSIA // *Geothermics* 70 (2017) 47–61.
3. Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O., Kiryukhin P.A. THERMAL-PERMEABILITY STRUCTURE AND RECHARGE CONDITIONS OF THE MUTNOVSKY HIGH TEMPERATURE GEOTHERMAL FIELD (KAMCHATKA, RUSSIA) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 356C (2018) pp. 36-55. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.02.010
4. A.V. Kiryukhin, T.V. Rychkova, I.K. Dubrovskaya Hydrothermal system in Geysers Valley (Kamchatka) and triggers of the Giant landslide // *Applied Geochemistry Journal*, *Applied Geochemistry* 27 (2012) 1753–1766
5. A. Kiryukhin. Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides–mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 323, p. 129-147, 2016.
6. A. Kiryukhin, V. Sugrobov, E. Sonnenthal. Geysers Valley CO₂ Cycling geological Engine (Kamchatka, Russia) // *Geofluids Journal*, 2018, 17 p. <https://www.hindawi.com/journals/geofluids/aip/1963618/>

HYDROTHERMAL SYSTEMS ADJACENT TO ACTIVE AND EXTINCT VOLCANOES

Hydrothermal Activity in Karymsky Lake (East Kamchatka)

Nikolaeva A.G., Karpov G.A.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
ocean@kscnet.ru*

Research goal: Investigating the environments of gas-water discharges' formation within the explosive Tokarev Crater related to the 1996 underwater eruption. Research tasks included discovering the underwater discharge vents that appeared after the 1996 phreatic-magmatic eruption in the Karymskoye caldera lake, T°C and pH measurements, defining their gas and chemical compositions, conducting biological studies.

Our study object is the Karymskoye Lake located in the Akademii Nauk Caldera. 6 km North of the Caldera, the active Karymsky Volcano is located in the Karymskaya Caldera. Both calderas and two active volcanoes (Karymsky and Maly Semiachik) are situated in the southern sector of the Eastern Volcanic Belt of Kamchatka and are confined to the large long-lived Karymsky Volcanic Center (KVC). KVC is characterized by repeated intensifications of seismic-tectonic and volcanic activity.

In January of 1996, a phreatic-magmatic eruption occurred in the caldera hosting the Karymskoye freshwater lake (pH=3.2, Cl-SO₄ / Ca-Na). The eruption lasted for about 24 hours and was accompanied by intense supply of heat and matter to the lake, as well as by massive explosions of steam-gas and scoria-bomb material. Almost simultaneously, a powerful eruption of the nearby Karymsky Volcano took place.

Along with certain tectonic processes that had occurred long ago in the KVC, the outstanding 1996 events in the caldera were preceded by the changes within the water environment of the freshwater basin, which was described in detail by many authors [Karpov *et al.*, 1996; Fedotov, 1997; Muraviev *et al.*, 1997; Maguskin *et al.*, 1997; Gordeev *et al.*, 1998; Fazlullin *et al.*, 2000; Karpov, 2004, and others].

Underwater phreatic-magmatic eruption caused drastic changes in the chemical composition of the water system of the Akademii Nauk Caldera.

Formerly freshwater Karymskoye Lake (pH=7.2 and Cl-HCO₃ / Na water composition) immediately turned acidic (pH=3.2, Cl-SO₄ / Ca-Na), which naturally whipped out the entire organics of the lake, first of all – fish [Karpov *et al.*, 1996; Fedotov, 1997; Muraviov *et al.*, 1997; Fazlullin *et al.*, 2000].

Eruption in the northern sector of the lake was evidently triggered by interaction of gas-saturated magma supplied from the deep chamber along the newly-formed fissures with the internal waters of the Akademicheskaya geothermal system, and successively with the lake waters.

Amount of endogenous matter supplied and dissolved in the lake water made about 20 thousand tons of Cl-ion and 200 thousand tons of SO₄-ion.

As a result of the eruption, Novogodny Peninsula was formed in the southern sector of the lake, underwater Tokarev Crater being the center of the 1996 eruption.

The crater was actively degassing and steaming, which was visible by intense bubbling of the lake water. The entire 1-m- thick ice covering the lake surface melted, intense steaming was observed. Steam cloud raised up to 3 km. After the eruption, lake water was stirred, showing temperatures of 22-50°C [Karpov, 2004].

Prior to the lake eruption, hot Cl/Na waters were discharged mostly on the southern shore of the lake. However, some thermal occurrences were observed as unfrozen patches at the lake shore (early June, 1984), as well as in the Karymskaya riverhead, in the north-eastern and southern sectors of the lakeshore [Pilipenko, 1989].

Of specific importance was the appearance of newly-formed thermal vents and a geyser (**Fig 1**):



- at the southern shore of the lake, in the area of major discharges of ancient hydrotherms of Akademii Nauk;
- in the newly-formed Novogodny Peninsula (blast-collapse funnels);
- at the north-eastern rim of the Tokarev Crater (Plyazhnye Springs);
- in the thermal field near the Karymskaya riverhead;
- re-activated Medvezh'i Springs in the north-eastern sector of the lake.

Figure 1 – A view of Lake Karymskii in the caldera from NW. Intense discharges of high-temperature thermal waters occurred along the narrow fault zone of sub-meridional strike

After the 1996 event, monitoring of chemical composition variations of the lake and thermal waters has been carried out (1996-2015) [Vakin, Pilipenko, 1998; Karpov et al., 2008; Nikolaeva et al., 2005; 2018].

In the north-eastern part of the Tokarev Crater thermal seepages occurred both at the beach beside the lake waterline (Plyazhnye Springs) [Vakin, Pilipenko, 1998; Karpov, 2004], and in the adjacent shallow part of the lake where water got heated up to 50°C.

Here, development of thin films of algae-bacterial colonies was observed [Lupikina, 2005], as well as intense bubbling of free-gasses, which was considered a possible evidence of underwater discharge vents formed within the Tokarev Crater. Therefore, diving operations were claimed necessary aimed at the search for the bottom thermal vents within the crater.

Diving surveys performed in 1999-2000 at depths of 10-12 m revealed submerged thermal water discharges in the lake basin and in the Tokarev Crater.

Areas hosting bottom hydrothermal vents with temperatures of 21-64°C and pH= 6.2-7.7 were found in the northern, western and southern sectors of the underwater Tokarev Crater, at depths of 6-12 m (**Fig. 2**).

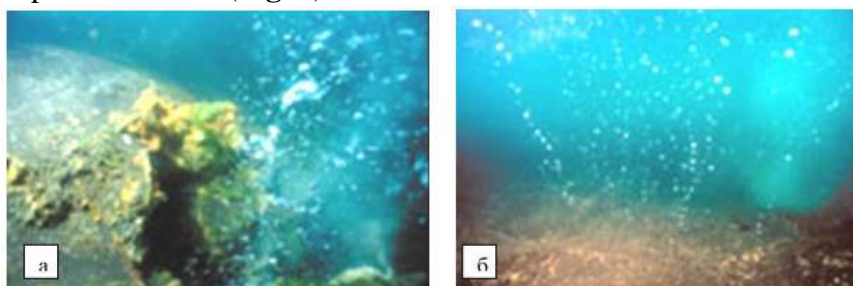


Figure 2 – Bottom vents showing intense degassing at a depth of 10-12 m in the Tokarev Crater: located in the north-eastern slope of the crater (a) on an isthmus formed in 1996 between the lake and the crater (b)

The vents occurred within narrow bolsons (trenches) oriented in sub-meridional direction coaxial to surface fractures in the Karymskaya River sides caused by an earthquake that had preceded the 1996 eruption. Chemical composition of underwater hydrotherms differed from that of the Tokarev Crater water by high contents of Na, K, Cl, HCO₃, H₄SiO₄ (**Fig. 3**).

2-3 years after the eruption, stratified mats of green cyanobacteria colonies (*Phormidium*) were formed in areas of thermal discharges within the lake, most of them occurring in the mixing zone of lake and thermal waters (under T = 20-55°C). Microorganisms were reported to recover.

In 2004, divers reported 4 areas of bottom vents located within the inner circle-zone of the Tokarev Crater, a bit shallower (at a depth of 4-7 m) than those found in 2000.

Mats were shaped as tiny knolls and round loaves with gas accumulating inside. When punctured, these mats released free gas whose composition was dominated by N₂ (up to 97 vol. %)

Fine pyroclastic material was gradually inhabited by numerous diatoms (*Pinnularia*, *Navicula*, *Nitzschia*), while plankton was dominated by *Microcystis* sp. (Cyanoprocariota) [Lupikina, 2005].

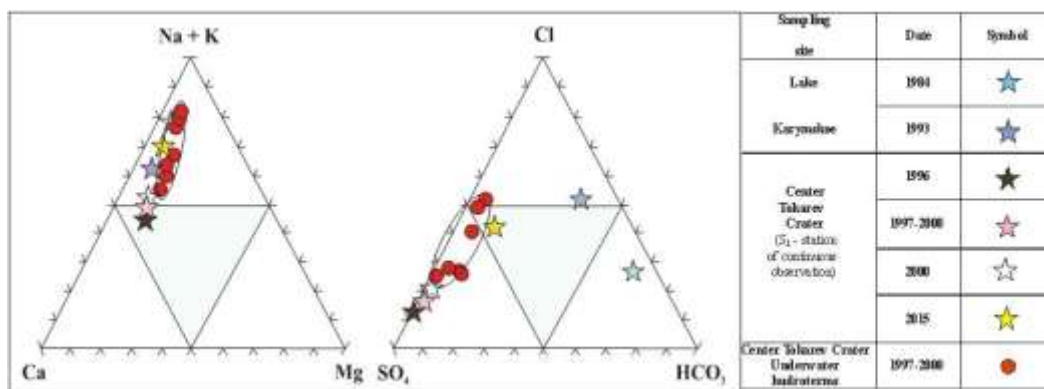


Figure 3 – Underwater hydrotherms location in the Tokarev Crater and the evolutionary trends of salinity in Lake Karymskii (1984-2015)

In contrast to 1999-2000 vents, the ones discovered in 2004 occurred as tiny funnels discharging waters with $T=30-45^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6.6-6.8$ and very poor degassing. Bottom was covered by black silt spotted orange (iron oxides).

Finest films of whitish and pale-green algae-bacteria grew around the funnels.

Since 2005, activity of the Plyazhnye Springs has notably faded showing decreased temperature, lower water discharge rate and reduced area of the Plyazhnye Springs near the north-eastern waterline of the Tokarev Crater.

Occurrence of underwater discharge vents in the Karymskoye Lake supported the formation of new sectors of the hydrothermal system in the volcanic caldera, and accounted for the inconsistency of water balance in the lake observed for almost 10 years [Nikolaeva et al., 2018]. Hidden discharge of water into the lake (including underwater thermal discharges) in 2012 was about 10 times reduced if compared to that of 1996 (Fig. 4).

Further monitoring of gas-hydrotherms occurrences related to the 1996 eruption is required.

Southern and south-eastern submerged slope of the Karymskoye Lake hosting intense gas-vents is still quite poorly studied.

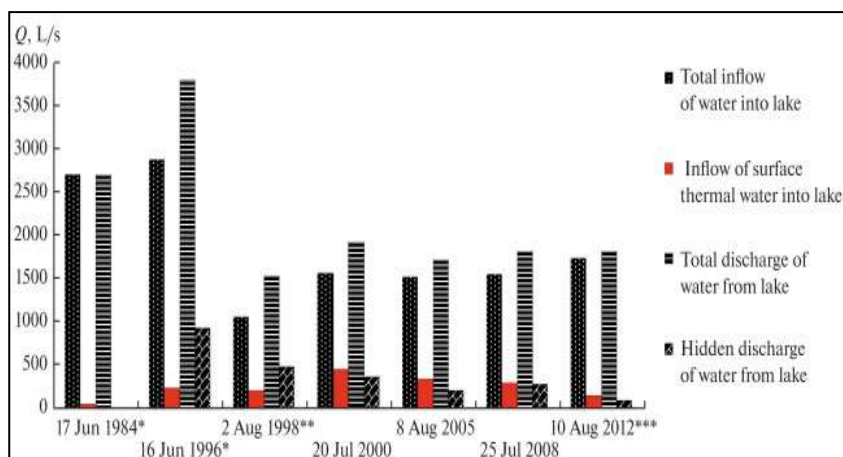


Figure 4 – Components of the water balance for the Lake Karymskii basin based on the 1984-2012 observations. The data are from: *(Pilipenko, 1998), *(Vakin and Pilipenko, 1998) and *(Taran et al., 2013); the rest are out data

Of specific challenge are also the other lakes of Kamchatka located in Unoz, Ksudach, Maly Semiachik and other volcanic calderas [Karpov, 1988; Pilipenko et al., 2001; Nikolaeva, Bychkov, 2011].

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project no 11-05-00572-a, 17-05-00257.

References

1. *Fazlullin S.M., Ushakov S.V., Shuvalov R.A., et al.*, The under water eruption in the Akademii Nauk Caldera, Kamchatka and its impact: hydrologic, hydrochemical and hydrobiological investigations // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 2000. № 4. Pp. 19-32.
2. *Fedotov S.A.* On the 1996 eruptions in the Akademii Nauk Caldera and Karymsky Volcano, Kamchatka, their study and mechanism // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1997. № 5. Pp. 3-38.
3. *Gordeev E.I., Droznin D.V., Kasahara M., et al.* Seismic phenomena accompanying the 1996 eruptions in the Karymsky volcanic center // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1998. № 2. Pp. 28-48.
4. *Karpov G.A.* *Recent hydrotherms and Hg-Sb-As mineralization*. Moscow: Nauka. 1988, 183 p.
5. *Karpov G.A., Lupikina E.G., Nikolaeva A.G., Bychkov A.Yu., Lapitski S.A., Nikolaeva I.Yu.* Dynamics of changing hydrogeochemical characteristics, thermal conditions and biocenoses of fresh and thermal waters in the Karymskoye Lake basin after hazardous water eruption in the Akademii Nauk caldera (Kamchatka) in 1996 // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 2008. № 4. Pp. 3-21.
6. *Karpov G.A., Muraviev Y.D., Shuvalov R.A., et al.* A subaqueous eruption from the caldera of Akademii Nauk volcano on January 2-3 1996 // Newsletter of IAVCEI Commission on Volcanic Lakes. 1996. Pp. 14-17.
7. *Karpov, G.A.* Some geochemical features of the underwater eruption of January 2-3, 1996 in Akademii Nauk caldera. Bulletin of Kamchatka Regional Association Educational-Scientific Center. Earth Sciences (Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle). 2004. № 4. Pp. 81-89.
8. *Leonov V.L.* Surface breakage associated with the earthquake and eruptions occurring in the Karimskiy Volcanic Center on January 1-2, 1996 // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1997. № 5. Pp. 113-129.
9. *Lupikina, E.G.* The recovery of biota during the postcatastrophic period of a volcanic eruption: Algae succession in Lake Karymskii, 1996-2003 // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 2005. № 1. Pp. 37-43.
10. *Magus`kin M.A., Fedotov S.A., Levin V.E., and Bakhtiarov V.F.* Ground surface deformation caused by seismic and volcanic activity in the Karymsky Volcanic Center during January 1996 // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1997. № 5. Pp. 97-112.
11. *Murav`ev Ya.D., Fedotov S.A., Budnikov V.A., et al.* Volcanic activity in the Karymsky Center in 1996: Summit eruption of Karymsky Volcano and phreatomagmatic eruption in Akademii Nauk Caldera // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1997. № 5. Pp. 38-70.
12. *Nikolaeva A.G., Bychkov A.Yu.* The microelements concentration in hydrothermal and lake waters of Ksudach Volcano Caldera / Proceedings of the 7th biannual workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and science JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatsky. August 25-30. 2011. Pp. 303-304.
13. *Nikolaeva A.G., Karpov G.A., Bychkov A.Yu.* Hydrochemical evolution of water in the Karymskoye lake during 1996-2015 after an underwater eruption in Kamchatka // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 2018. № 2. Pp. 40-60.
14. *Nikolaeva A.G., Karpov G.A., Lupikina E.G., et al.* Evolution of saline composition in thermal spring waters and Karymskoye lake after the 1996 eruption // Materials of the Annual

Conference devoted to the Day of Volcanologist, March 30 – April 1, 2005. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2005. Pp. 37-47.

15. *Pilipenko G.F., Razina A.A., Fazlullin S. M.* Hydrothermal sources of Ksudach Volcano Caldera // *Volcanol. Seismol.* 2001. № 6. Pp. 43-57.

16. *Vakin E.A. and Pilipenko G.F.* Hydrothermal Activity in Lake Karymskoe after the 1996 Underwater Eruption // *Vulkanologiya i Seismologiya.* 1998. № 2. Pp. 3-27.

17. *Yuri Taran, Salvatore Inguaggiato, Carlo Cardellini et al.* Post-eruption chemical evolution of a volcanic caldera lake: Karymsky Lake, Kamchatka // *Geophysical Research Letters.* VOL. 40, 5142-5146, doi:10.1002/grl.50961, 2013. P. 5142-5146.

**Temperature and gas composition
of the Avachinsky volcano fumaroles (Kamchatka) in 2013-2018**

Malik N.A.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
maliknataliya@mail.ru*

Abstract

Avachinsky volcano (2751 m) is one of the active volcanoes of Kamchatka, located nearby main cities of peninsula: Petropavlovsk-Kamchatsky (25 km) and Yelizovo (30 km). The last eruption in 1991 completely plugged its crater by lava. As a result of the weak explosion in 2001 a large fissure appeared in the lava «plug». Two high-temperature fumarolic field: Western and Eastern are assigned to this fissure. We present our data on fumarolic temperatures and gas compositions obtained during the 2013-2018 field campaigns. The maximal temperature was measured in 2017 in the Western fumarole of 839°C – the highest ever measured at Avachinsky volcano. Most active changes in 2013-17 took place on this fumarole where deep fissure gas jet was caved by fallen walls; after that gas emission from it decreased and temperature increased. The gas composition was studied mainly at the Eastern field. Temperature of monitoring fumarole varied insignificantly $590 \pm 40^\circ\text{C}$ during 2013-2018. High-temperature gas composition is typical for arc volcanoes except lower concentrations of HCl and HF. Its moderate changes for the most part correlate with temperature. Water-isotope composition of monitoring fumarole varied considerably from pure magmatic to half magmatic half meteoric fraction with some dependence on the season of sampling and temperature of fumarole. We compare the obtained data with the previous data on the gas geochemistry of Avachinsky and other active volcanoes of Kamchatka.

Chemical and isotopic composition (δD and $\delta^{18}O$) of thermal waters of the Kuril islands (Russia)

Kalacheva E.G.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
keg@kscnet.ru*

Abstract

The Kuril Island arc in the NW Pacific extends for 1200 km from the Kamchatka Peninsula to the Hokkaido Island and separates the Sea of Okhotsk from the Pacific Ocean. There are more than 30 active volcanoes here. Some of them are characterized by strong and high-temperature fumarolic activity. Many active and dormant volcanoes host hydrothermal systems. New data on chemical and isotopic (δD , $\delta^{18}O$) composition of thermal fluids and gases from thermal manifestations of eight Kuril islands (Paramushir, Shiashkotan, Ekarma, Rasshua, Ushishir, Ketoy, Urup, Kunashir) were received during the field campaign in 2015-2017. Most hydrothermal systems of the Kuril Islands discharge acid to ultra acid SO_4 -Cl (Cl- SO_4) and SO_4 waters. On some islands coastal hot springs can be found discharging hot circum-neutral Na-Cl waters. Local meteoric water is on average characterized by $\delta D = -70\text{‰}$ and $\delta^{18}O = -10\text{‰}$. All thermal manifestations are of meteoric origin. But they all show three main different isotopic shifts relative to local MWL. For the coastal springs the trend is apparently a mixing line between meteoric and sea water. For the acid Cl- SO_4 waters discharging within thermal fields on volcano slopes there is a clear mixing trend between meteoric water and "andesitic" or "arc magmatic" water. Acid SO_4 waters have a trend indicating kinetic fractionation at temperatures close to boiling-point.

This work was supported by the RSF grant #15-17-20011.

Water Isotope Studies of the Koryaksky-Avachinsky volcanogenic basin and Paratunsky geothermal fields

Voronin P.O.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
malgor90@mail.ru*

Abstract

The general information and the results of observations of the isotopic composition of water in the Koryak-Avacha volcanic basin and the Paratunsky geothermal deposit for 2014-2018 are presented. The measurements of the isotope composition of water (δD , $\delta O18$) show that the glaciers of the Koryaksky and Avachinsky volcanoes are areas of water supply for adjacent thermal mineral springs (Koryaksky narzany, Izotovskie, Pinachevskiy) and the Bystrinsky deposit of fresh groundwater, and that the water supply area of the Paratunsky deposit elevated to absolute elevations of more than 1000 m.

Key words: Koryaksky-Avachinsky volcanogenic basin, Paratunsky geothermal fields.

Изучение изотопного состава вод Корякско-Авачинского вулканогенного бассейна и Паратунского геотермального месторождения

Воронин П.О.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
malgor90@mail.ru*

Аннотация

Представлены общие сведения и результаты наблюдений изотопного состава воды в Корякско-Авачинском вулканогенном бассейне и Паратунском геотермальном месторождении за 2014-2018г. Данные измерений изотопного состава воды (δD , $\delta O18$) показывают, что ледники Корякского и Авачинского вулканов являются областями водного питания для прилегающих термоминеральных источников (Корякские нарзаны, Изотовские, Пиначевские) и быстринского месторождения пресных подземных вод, а также, что область водного питания Паратунского месторождения приподнята на абсолютные отметки выше 1000 м.

Ключевые слова: Корякско-Авачинский вулканогенный бассейн, Паратунское геотермальное месторождение.

SEISMICITY IN GEOFLUID VOLCANIC AND HYDROTHERMAL SYSTEMS. MAGMATIC FEEDING SYSTEMS OF ACTIVE VOLCANOES

Magmatic plumbing systems of the Tolbachik areal volcanic field

Kugaenko Y.A.,¹ Volynets A.O.²

¹*Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Kamchatka Branch, Petropavlovsk-Kamchatsky
683006, Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
ku@emsd.ru; a.volynets@gmail.com*

Abstract

Tolbachinsky Dol (TD) is a large areal volcanic field, belonging to the Klyuchevskaya volcanic group in Kamchatka. According to the results of numerous studies, Tolbachik AVF has several distinctive features. (1) Eruptive centers in TD are concentrated along the elongated zone of the deep fault (rift); monogenetic edifices tend to cluster. (2) Petrological investigations show polymagmatic origin of individual eruptive centers. High-Mg basalts are produced by fractionation of the primary mantle melts; high-K high-Al basalts and trachybasaltic andesites of 2012-2013 eruption are the result of the long-term evolution of this magmatic system, with fractionation of Mg basaltic magmas in situ, while basalts with intermediate composition are produced by mixing between high-Al and high-Mg magmas (Portnyagin et al., 2015). (3) Eruptive centers of different composition are unevenly distributed within the AVF both in space and time. (4) Tolbachik AVF is superimposed to Plosky Tolbachik stratovolcano. Most likely, at the end of Holocene Plosky Tolbachik already serves as one of the eruptive centers of this AVF. Geophysical data confirm its subordinate role with respect to the superimposed AVF. (5) New instrumental seismic data allow us to complement and detail the model of Tolbachinsky Dol magma plumbing system, on a base of quantitative estimates. The results of the microseismic sounding (Kugaenko et al., 2018) and detailed seismic tomography experiment (Koulakov et al., 2017) revealed parametric anomalies which can be interpreted as elements of the magma plumbing system. Tolbachik AVF has a complicated magma plumbing system, which can be visualized as a superposition of subvertical and sublateral magma conduits. Our research reveals a system of independent magma conduits and magmatic reservoirs. Finally, there are no pronounced subvertical channels above the crystalline basement level. This conclusion contradicts the existing ideas of simple subvertical magma supplying channels, feeding the monogenetic centers. Petrological data confirm the existence of the complicated magmatic system with mantle feeding and open fractionation in the crustal reservoirs. Financial support by IVS FEB RAS, Kamchatka Branch of GS RAS and RFBR grant #17-05-00112.

References

1. Koulakov, I., Abkadyrov, I., Arifi, N., et al. 2017. Three different types of plumbing systems beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny and Klyuchevskoy in Kamchatka. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 122 (5): 3852–3874.
2. Kugaenko, Yu. A., Saltykov, V. A., Gorbatikov, A. V., Stepanova, M. Yu., 2018. Deep structure of the zone of Tolbachik fissure eruptions, Kamchatka, Klyuchevskoy Volcano Group: evidence from a complex of geological and geophysical data. *Izv., Phys. Solid Earth*, 54 (3): 60-83.
3. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., et al. 2015. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards quantitative modeling of subduction-related open magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 307: 133-155.

**Water level changes in the well E-1 as an indicator of geodynamic conditions in
Koryaksky-Avachinsky volcano-tectonic depression, Kamchatka**

Kopylova G.N., Boldina S.V., Chubarova E.G.

*Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Kamchatka Branch, Petropavlovsk-Kamchatsky
683006, Russia
boldina@emsd.ru; gala@emsd.ru*

**Изменения уровня воды в скважине е-1 как показатель геодинамического состояния
среды Корякско-Авачинской вулканно-тектонической депрессии, Камчатка**

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Чубарова Е.Г.

*Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба
Российской академии наук» (КФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Петропавловск-Камчатский, Россия
boldina@emsd.ru; gala@emsd.ru*

Аннотация

Территория Камчатского края характеризуется высоким уровнем сейсмической и вулканической активности. Здесь функционирует система геофизического мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений в составе сетей сейсмических станций, пунктов геофизических и др. видов наблюдений; информационных ресурсов – каталогов землетрясений, баз данных наблюдений и программных средств их обработки. Результаты оперативной обработки данных по отдельным видам наблюдений представляются в специализированные советы по прогнозу землетрясений и извержений вулканов в форме заключений о развитии сейсмической и вулканической активности и возможности возникновения сильных землетрясений в Камчатском регионе [7, 8].

Наблюдения за параметрами подземных вод в скважинах представляют один из компонентов системы геофизического мониторинга и прогнозирования землетрясений в Камчатском крае. Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) проводит многолетние (1987-2018 гг.) наблюдения в скважине Е-1 с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений и других сигналов геодинамической активности в изменениях уровня воды. Скважина Е-1 расположена в пределах Корякско-Авачинской вулканно-тектонической депрессии (К-А ВТД) в 10 км к ЮЗ от действующего влк. Корякский. Последнее фреато-магматическое извержение влк. Корякский происходило в 2008-2009 гг. [6]. Подавляющее большинство сильных землетрясений с величинами магнитуд M_w до 8-9 происходит в Камчатской сейсмофокальной зоне (КСФЗ) [7]. Расстояние от скв. Е-1 до КСФЗ составляет ≥ 100 км.

Скважина Е-1 вскрывает в диапазоне глубин 625-648 м в гидродинамической зоне затрудненного водообмена солоноватые воды с присутствием газа метаново-азотного состава в низкопористых (пористость 5-6 %), слабоводообильных (водопроводимость $0.005 \text{ м}^2/\text{сут}$) туфах неогенового возраста. Более подробные данные о скв. Е-1 и цифровом оборудовании, используемом для регистрации уровня, температуры и электропроводности подземной воды с периодичностью 5 мин., приводятся в [2, 5] и <http://www.emsd.ru/lgi/places/>.

В режиме скв. Е-1 проявляются тренды повышения и понижения уровня воды продолжительностью 3-6 лет с амплитудами от первых десятков см до 1.5 м со средней скоростью $\leq 0.1 \text{ см/сут}$ (рис. А). На фоне таких трендов выделяются менее продолжительные вариации уровня воды, вызванные подготовкой и реализацией землетрясений с $M_w \geq 6.0$ на эпицентральных расстояниях d_e до 350 км. Обычно такие вариации уровня включают последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника в форме понижения уровня с повышенной скоростью в течение недель-месяца до землетрясения и повышение уровня воды после землетрясения (постсейсмический эффект) (рис. В) [2, 4]. В 2006-2009 гг., в период подготовки и извержения влк. Корякский, наблюдался тренд повышения уровня воды с повышенной скоростью (рис. Б). Такой тренд рассматривался в [4] как реакция

давления подземных вод на деформацию объемного сжатия водовмещающих пород при возникновении источника повышенных напряжений в районе вулкана.

В настоящей работе на примере данных наблюдений в 2005-2018 гг. рассматриваются особенности и возможные механизмы трендов повышения и понижения уровня воды в скв. Е-1 в сопоставлении с сильными землетрясениями в КСФЗ с $M_w \approx 7-8$ и режимом сейсмотектонической и фреато-магматической активности района влк. Корякский.

Эффекты подготовки сильных землетрясений КСФЗ в изменениях уровня воды

Основными видами сигналов в изменениях уровня подземных вод, используемых при оценке опасности сильных землетрясений, являются гидрогеодинамические предвестники (ГП). В изменениях уровня воды в скв. Е-1 выделены два типа гидрогеодинамических предвестников: ГП_I с временем упреждения от суток до десятков суток [4, 5, 8] (рис. В) и ГП_II с временем упреждения до месяцев - нескольких лет [8] (рис. А).

ГП_I проявляется в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью в течение суток-месяца перед землетрясениями с $M_w \geq 5.0$ на расстояниях $d_e \leq 350$ км (рис. А, В). Регулярная повторяемость ГП_I перед такими землетрясениями (более 70% случаев), а также улучшение статистической связи между проявлениями ГП_I с последующими землетрясениями с ростом величин их магнитуды, позволяют использовать этот вид предвестника для оценки времени возникновения землетрясений с заблаговременностью сутки-первые недели. С начала 2000-х гг. ГП_I используется для составления заключений о возможности возникновения сильных землетрясений в Камчатском регионе с упреждением до одного-двух месяцев [4, 5, 7, 8]. В качестве примера на рис. В показаны изменения уровня в скв. Е-1 в период землетрясения 28.02.2013 г., $M_w = 6.8$. В прогнозном заключении Г.Н. Копыловой от 1 февраля 2013 г. указывалось, что *“в течение времени 1-2 месяца повышена вероятность возникновения землетрясения с $M_w \geq 5.0$ на расстоянии до 350 км от скважины”*. Землетрясение 28 февраля 2013 г. соответствовало прогнозу от 1 февраля по величине магнитуды, по времени и по местоположению, и этот прогноз признан Камчатским филиалом Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС) оправдавшимся, также как и ряд прогнозов других сильных камчатских землетрясений.

Тренды длительного понижения уровня воды с повышенной скоростью (ГП_II) предшествовали и сопровождали проявления групп сильных землетрясений на прилегающем участке КСФЗ в 1992-1997 гг. (шесть событий с $M_w = 6.9-7.8$ на эпицентральных расстояниях до 300 км [2]) и в 2013-2017 гг. (более 20-ти сильных землетрясений с максимальными магнитудами $M_w = 6.8-8.3$ на эпицентральных расстояниях до 350 км). На рис. А показано развитие тренда понижения уровня воды с декабря 2011 по июль 2017 гг. Мы полагаем, что такие длительные понижения уровня отражают геодинамические обстановки роста напряженного состояния среды К-А ВТД, предшествующие усилению сейсмической активности в КСФЗ и возникновению землетрясений с $M_w \approx 7-8$. В качестве механизма таких долговременных понижений уровня воды предполагается увеличение трещинно-поровой емкости водовмещающих пород при развитии в них дилатансии и, возможно, фазовых изменениях в системе «вода – газ» в условиях замедленного водообмена подземных вод [4, 8].

Перед сильнейшим Кроноцким землетрясением 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$, $d_e = 200$ км (КЗ) в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 проявлялся ГП в течение трех недель в форме синхронных понижений уровня воды с амплитудами -1 см и -11 см. Проявление этого вида ГП объясняется в [3] объемным расширением водовмещающих пород в районах скважин с амплитудой $D = 7 \cdot 10^{-8}$ вследствие асейсмических движений в области будущего очага.

Эффекты вулканической активности в изменениях уровня воды

В связи с подготовкой и реализацией фреато-магматического извержения влк. Корякский проявлялся тренд повышения уровня воды с повышенной скоростью с середины 2006 по 2009 гг. Повышение уровня началось за 1.5 года до сейсмической активизации (рой землетрясений с $K_S \leq 8.3$) и за 2.5 года до извержения [4] (рис. А, Б). При этом во время повышения уровня воды (рис. Б) наблюдалось ослабление чувствительности скважины к процессам подготовки землетрясений в КСФЗ, связанных с поддвигом

Тихоокеанской океанической плиты под Охотоморскую плиту континентального типа. Такой эффект проявлялся в 2007-2009 гг. в отсутствие ГП_I перед землетрясениями с $M_w \approx 5.0-5.5$. Чувствительность скважины к процессам подготовки субдукционных землетрясений восстановилась в 2010 г. после окончания извержения и прекращения повышения уровня воды с повышенной скоростью.

Мы полагаем, что продолжавшееся 3.5 года повышение уровня воды было вызвано ростом давления подземных вод вследствие объемного сжатия водовмещающих пород при возникновении и действии источника повышенных напряжений непосредственно в районе влк. Корякского. Кроме повышения уровня воды в скв. Е-1, другим признаком существования источника повышенных напряжений является усиление слабой сейсмичности в 2006-2009 гг. (рис. Б), маркирующей зону субмеридионального простираения в пределах К-А ВТД, а также слабое фреатическое эксплозивное извержение. С учетом амплитуды повышения уровня воды в 2006-2009 гг (1.22 м) и упругих параметров водовмещающих пород рост давления подземных вод во время действия источника повышенных напряжений в районе влк. Корякский составил 12.2 кПа или 0.12 бар. Величина деформации объемного сжатия водовмещающих пород в районе скважины за все время повышения уровня - $\Delta \varepsilon = -(4.1-9.9) \cdot 10^{-6}$ [4]. Вероятной причиной сжатия водовмещающих пород могли быть тектонические напряжения вследствие формирования субмеридиональной раздвиговой зоны в земной коре в районе влк. Корякский [4, 6] и инъекции магмы в его очаг [1].

Заключение

Многолетние наблюдения за вариациями уровня воды показали уникальную чувствительность гидродинамического режима скв. Е-1 к вариациям напряженного состояния среды в зоне замедленного водообмена К-А ВТД в связи с подготовкой и реализацией групп сильных субдукционных землетрясений с магнитудами $M_w \approx 7-8$ и локальными тектоно-магматическими процессами в области очага влк. Корякский. Отклики давления подземных вод на такие геодинамические процессы проявляются в форме трендов повышения и понижения уровня воды с повышенной скоростью в течение нескольких лет. Вместе с тем, такие региональные и локальные геодинамические процессы могут «накладываться» друг на друга и сопровождаться более сложными формами изменения уровня воды, что необходимо учитывать при выделении специфических фаз в геодинамическом состоянии недр К-А ВТД.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3-20.
2. *Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39-52.
3. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w=7.8$ // Тихоокеанская геология. 2012. № 5. С. 104-114.
4. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. и сильными ($M \geq 5$) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 41-54.
5. *Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г.* Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. Т. 52. С. 43-56.
6. *Селиверстов Н.И.* Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 7-9.

7. Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998-2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.

8. Фирстов П.П., Копылова Г.Н., Соломатин А.В., Серафимова Ю.К. О прогнозировании сильного землетрясения в районе полуострова Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 106-114.

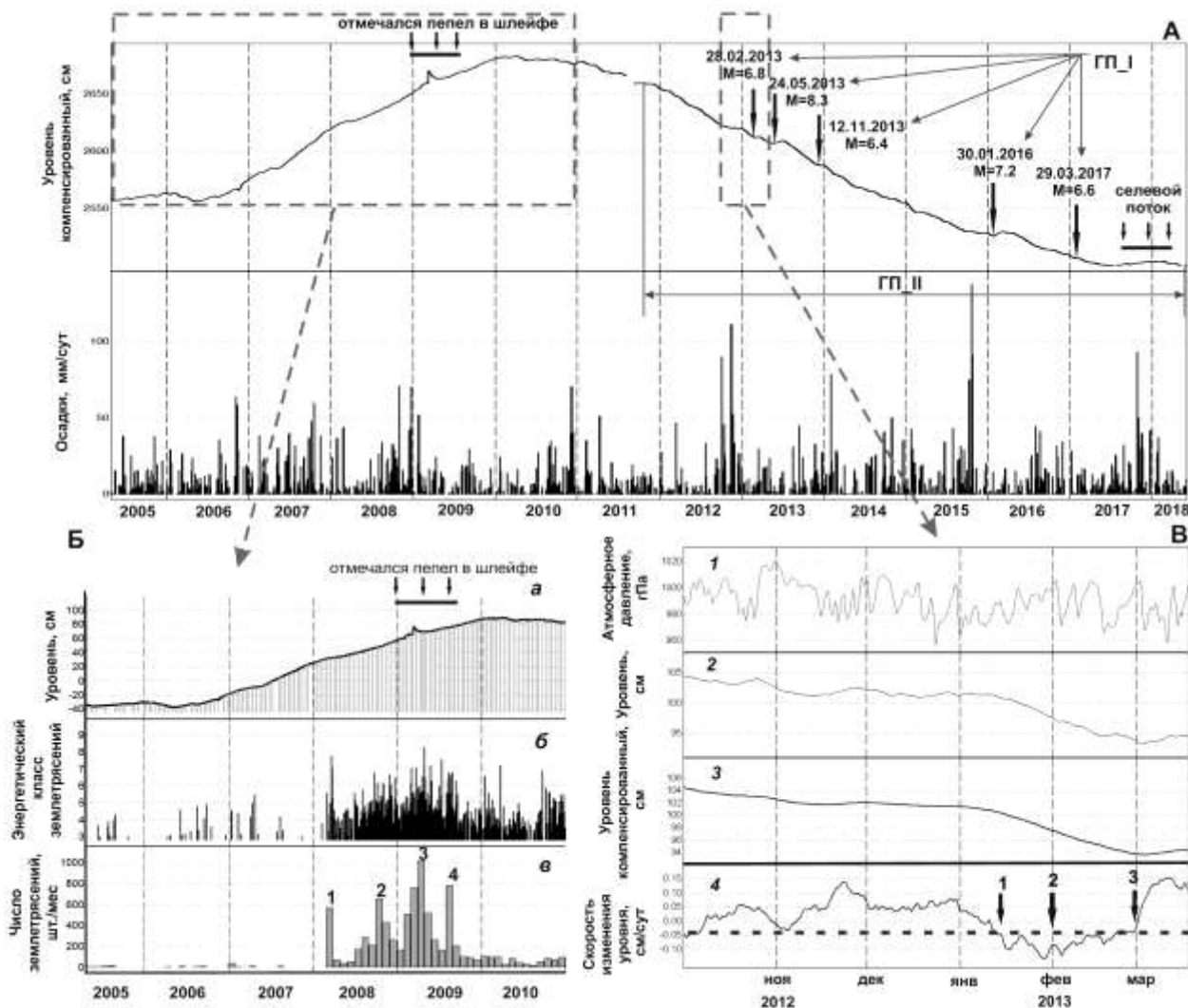


Рисунок А – Изменения уровня воды в скважине Е-1 в 2005-2018 гг. в сопоставлении с осадками: пунктиром выделены фрагменты, показанные на рис. Б – повышение уровня воды в 2006-2009 гг. в связи с активизацией влк. Корякский и на рис. В – проявление гидрогеодинамического предвестника ГП_I. Понижение уровня воды в 2012-2018 гг. (ГП_II) выделено горизонтальной стрелкой; вертикальными стрелками показаны землетрясения с $M_w \geq 6.5$ в радиусе до 350 км от скважины.

Б – тренд повышения уровня воды в 2006 -2009 гг. (а) в сопоставлении с сейсмичностью (б) и активностью влк. Корякский; горизонтальной линией на рис. а показано время фреатического извержения; в – суммарное за месяц количество землетрясений с $KS \geq 4.0$ в районе влк. Корякский.

В – проявление гидрогеодинамического предвестника ГП_I перед землетрясением 28 февраля 2013 г., $M_w = 6.9$: 1 и 2 – данные регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 – среднесуточные изменения уровня с компенсированными баровариациями, 4 – суточная скорость изменения уровня воды; на графике 4 стрелками показаны: 1 – 16 января 2013 г., начало проявления ГП_I; 2 – 1 февраля 2014 г., дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС; 3 – 28 февраля 2013 г., дата землетрясения; горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение суточной скорости изменений уровня воды.

**Applications of Methods of MEQ's Mechanisms
Estimates to Koryaksky Volcano Activity in 2008-2009**

Lemzikov V.K., Lemzikov M.V., Chernykh E.V., Kiryuhin A.V.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
lemzikov@kscnet.ru; jenia.chev@yandex.ru; AVKiryukhin2@mail.ru*

Abstract

An analysis of local seismicity within the Koryaksky-Avachinsky Volcanic Cluster revealed a sequence of plane-oriented earthquake clusters that we interpret as a process of dike and sill emplacement. The highest magmatic activity occurred in timing with the 2008–2009 steam–gas eruption of Koryaksky Volcano, with magma injection moving afterwards into the cone of Avacha Volcano. In this paper, an analysis of local seismicity in this region for August 2016 – April 2018 is given.

Изучение и сопоставление методов определения механизмов вулканических землетрясений в период активизации вулкана Корякский в 2008-2009 гг.

Лемзиков В.К., Лемзиков М.В., Черных Е.В., Кирюхин А.В.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
lemzikov@kscnet.ru; jenia.chev@yandex.ru; AVKiryukhin2@mail.ru*

Вулкан Корякский (3456 м. абс.) – один из крупнейших действующих вулканов южной части полуострова Камчатка, входит в состав Корякско-Авачинского вулканогенного бассейна площадью 2530 км² расположенного в 25 км от города Петропавловска-Камчатского.

Корякско-Авачинская группа вулканов является одним из эталонных объектов для мониторинга и анализа процессов, сопутствующих инъекции магмы из магматических очагов вулканов в периоды их активизации, наиболее значительная из которых произошла в 2008-2009 гг. [Гордеев и др. 2009; Селиверстов, 2009, Лемзиков, Лемзиков, 2015]. Регистрация сейсмической активности Корякско-Авачинской группы вулканов производится 7-ю радиотелеметрическими сейсмическими станциями по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН, в юго-западной части бассейна осуществляются непрерывные наблюдения за гидрогеологическим режимом подземных вод на Пиначевских источниках и скв. Е-1 [Копылова, Болдина, 2012], на северном склоне Корякского вулкана с 2009 г. осуществляются наблюдения за температурным и газогидрохимическим режимом разгружающихся там термальных источников [Кирюхин и др. 2015, Kiryukhin et al 2017].

В работах А.В. Кирюхина и др. 2015, 2016, 2017 гг. предложен метод выявления и оценки геометрии магматических питающих систем вулканов (даек и силлов) по данным локальной сейсмичности, который описывает результаты активизации Корякско-Авачинской группы вулканов 2008-2010 гг.

Обнаружение и оценка характеристик для плоскостно-ориентированных кластеров проводилось с использованием программы FracDigger (№ 2016616880), а П.О. PetraSim 5.0 используется для визуализации. FracDigger обнаруживает кластеры по следующим параметрам: (1) близость по времени – 1 сут.; (2) близость по расстоянию в горизонтальной плоскости – 6 км.; (3) близость к событию в плоскости 200 м.; (4) количеством землетрясений в кластере не менее 6-ти.

На примере вулкана Корякский впервые был опробован метод определения механизмов очагов с использованием поляризации первых вступлений *P*-волн, который может применяться при использовании слабых ($M \approx 1$) вулканических землетрясений. В 2008-2009 гг. сетью радиотелеметрических сейсмических станций КФ ФИЦ ЕГС РАН был зарегистрирован рой вулканических землетрясений вулкана Корякский как в период сейсмической подготовки, так и во время извержения. Выборка этих землетрясений, в

диапазоне глубин очагов от 3,0 до 12,0 км, включает 27 событий (табл. 1) с разбросом значений их энергетических классов K_S от 5.2 до 7.2. [Лемзиков, Лемзиков 2015].

Для определения механизма очага использовался широко известный комплекс программ под названием FPFIT, FPLOT и др. [Reasenberg and Oppenheimer, 1985], разработанный во второй половине XX века по идеям работ [Введенская, 1956; 1969]. Алгоритмы, инструкции, описание и тексты этих программ доступны для специалистов на различных сайтах (например: <http://www.usgs.gov/>).

Полученные азимуты простираения плоскостей (strike) приведены на рисунке 1. В механизмах очагов слабых вулканических землетрясений вулкана Корякский наблюдаются только два азимута простираения плоскостей (strike). Определены медианные значения азимутов простираения плоскостей (strike), которые равны для зоны I (юго-западное) $212^{\circ} \pm 17^{\circ}$ и для зоны II (северное или субмеридиональное направления) $5^{\circ} \pm 12^{\circ}$. (см. рисунок 1). Дополнительно еще отмечаются особенности распределения в пространстве очагов слабых вулканических землетрясений вулкана Корякский (см. рисунок 2), которые разделяют его сейсмически активную область на две пространственно разделенные зоны. Общими признаками деления являются: 1) азимут простираения плоскостей (strike); 2) пространственное расположение глубин очагов. Эти зоны на рисунке 2 обозначены как I (южная) и II (северная). Деление в горизонтальной и вертикальной проекциях отмечены условными линиями I-I (см. рис. 2).

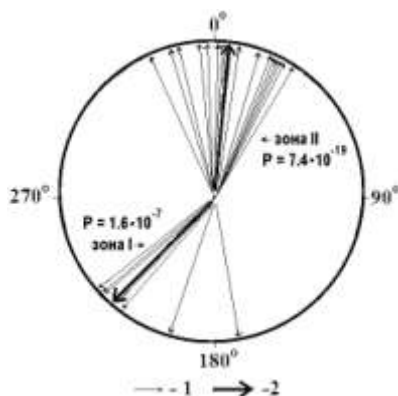


Рисунок 1 – Азимуты простираения (strike) плоскостей очагов слабых вулканических землетрясений вулкана Корякский. 1 – индивидуальные; 2 – медианные значения, которые равны для зоны I (юго-западное) $212^{\circ} \pm 17^{\circ}$ и для зоны II (северное или субмеридиональное направление) $5^{\circ} \pm 12^{\circ}$.

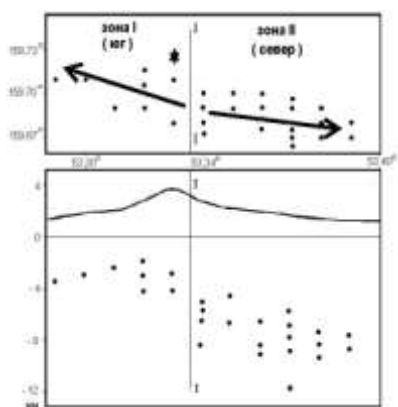


Рисунок 2 – Карта эпицентров вулканических землетрясений района вулкана Корякский. а – горизонтальная проекция, б – вертикальная проекция гипоцентров по направлению юг-север. 1 – вулканические землетрясения вулкана Корякский; 2 – положение вершины вулкана Корякский на горизонтальной проекции; 3 – средние значения азимутов простираения плоскостей очагов в двух зонах роя вулканических землетрясений вулкана Корякский в 2008-2009 гг. Средние значения азимутов простираения плоскостей равны для зоны I (юго-западное) $212^{\circ} \pm 17^{\circ}$ и для зоны II (северное или субмеридиональное направление) $5^{\circ} \pm 12^{\circ}$.

В данной работе проведено сопоставление результатов – метода оценки механизма очагов слабых вулканических землетрясений в период подготовки и извержения вулкана Корякского путем поляризации первых вступлений сейсмических волн с плоско-ориентированными кластерами землетрясений, полученными по анализу распределения гипоцентров.

Для визуализации землетрясений выделенных методом волновых форм и ориентации в пространстве плоскостей использовалась следующая методика.

На первом этапе осуществлялось преобразование сейсмического события в плоскости в виде вектора радиусом 1000 м. с шагом в 10° . В результате получили плоскость в виде диска с 37-ю точками и начальными координатами X; Y; Z.

Вторым этапом определим ориентацию диска в пространстве путем умножения координат X; Y; Z на матрицу преобразования.

$$\begin{pmatrix} X2 \\ Y2 \\ Z2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \beta \cdot \cos \alpha & -\cos \beta \cdot \sin \alpha & -\sin \beta \\ \sin \alpha & \cos \alpha & 0 \\ \sin \beta \cdot \cos \alpha & -\sin \beta \cdot \sin \alpha & \cos \beta \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где α – азимут простирания (Strike^0), β – угол падения (Dip^0).

На третьем этапе вычисляем сдвиг полученного диска на значения X_0 ; Y_0 ; Z_0 (см. таблица 1.).

Таблица 1. Сопоставление параметров механизма очагов для землетрясений вулкана Корякский с плоско-ориентированными кластерами землетрясений 2008 – 2009 гг.

Дата (год, месяц, день, час, мин., сек)	Координаты очага землетрясения			Ks	Параметры механизма очага			№ кластера
	X0, м	Y0, м	Z0, м		Strike ⁰	Dip ⁰	Rake ⁰	
24.03.2008 22:33	482044	5915690	-8600	6.7	4	58	-166	2,3,4,
24.03.2008 22:45	481370	5913468	-11700	6.1	3	64	-167	2,3,4,
25.03.2008 01:07	480709	5914583	-7600	6.8	16	57	-134	5,6,7,9,10
25.03.2008 01:26	481379	5915693	-7500	6.5	15	55	-135	5,6,7,9,10
25.03.2008 04:18	481375	5914580	-8500	6.3	11	67	-141	5,6,7,9,10
25.03.2008 08:55	481370	5913468	-7700	5.9	6	74	-122	5,6,7,9,10
25.03.2008 14:51	482044	5915690	-6100	6.4	17	69	-138	5,6,7,9,10
25.03.2008 16:54	482036	5913465	-6800	6.0	351	59	-140	5,6,7,9,10
26.03.2008 07:32	482044	5915690	-7600	5.7	358	63	-12	10
03.07.2008 12:11	478674	5905692	-3300	5.2	214	52	-168	16,17,18
03.10.2008 15:16	479355	5909026	-3000	5.2	221	55	-179	22,23
23.10.2008 07:54	481366	5912355	-9000	5.4	356	79	126	Нет кластеров
28.10.2008 10:04	478018	5907920	-3100	5.2	3	64	-114	29,30
05.11.2008 15:07	480691	5910133	-5100	6.1	211	45	154	Нет кластеров
05.11.2008 19:14	481357	5910130	-4900	5.2	193	57	-153	Нет кластеров
28.11.2008 01:48	480691	5910133	-8100	6.7	14	81	-138	32
28.11.2008 13:52	480025	5910136	-5400	6.3	1	62	-103	32
03.03.2009 17:57	480025	5910136	-5700	5.9	15	68	-157	44,45
06.03.2009 01:08	480035	5912361	-8300	7.1	18	71	-144	48,49,50,51
06.03.2009 01:21	480030	5911248	-4500	5.3	348	61	-126	48,49,50,51
08.03.2009 13:11	479350	5907914	-5300	5.6	342	53	131	Нет кластеров
13.03.2009 03:19	480682	5907908	-4200	5.6	351	68	-131	52
10.04.2009 16:58	481370	5913468	-5600	6.0	21	63	-121	68
14.04.2009 03:15	480678	5906796	-2700	5.6	223	76	105	70,71
19.04.2009 04:40	480678	5906796	-2300	5.7	220	68	95	74,75
24.04.2009 02:42	480673	5905683	-2600	5.9	216	63	156	79,80
28.04.2009 04:09	481353	5909018	-4200	5.7	173	69	119	82,83

Примечание (Strike) – азимут простирания; (Dip) – угол падения; (Rake) – угол подвижки относительно простирания.

Анализ механизмов очагов вулканических землетрясений 2008-2009 гг. по полярности вступлений Р-волн указывает на плоско-ориентированный характер разломов,

ассоциирующихся с землетрясениями, их субмеридиональную ориентацию и позиционирование на разных глубинах (1,8-4,2 км) к югу от вершины Корякского вулкана и (4,2-12,7 км) к северу от нее, что хорошо согласуется с полученными нами характеристиками плоско-ориентированных кластеров землетрясений.

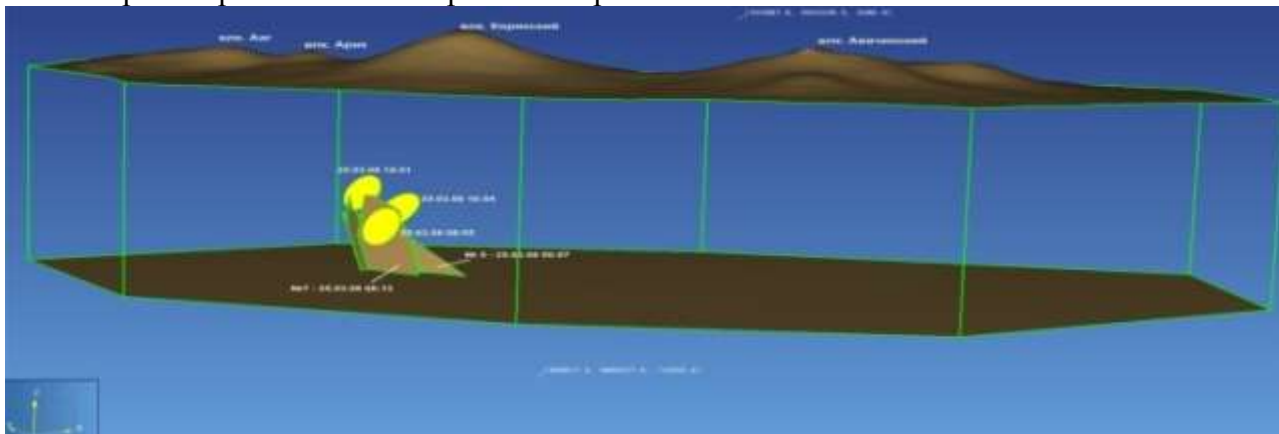


Рисунок 3 – Концептуальная модель образования даек и очагов землетрясений Корякско-Авачинской группы вулканов за 25.03.2008 г.

На рис. 3 выделены цветом плоскости очагов землетрясений определенные по полярности Р-волн от 25.03.2008 08:55, 25.03.08 14:51 и 25.03.2008 16:54, а также показаны плоскости интерпретируемых плоско-ориентированных кластеров землетрясений №5 от 25.03.2008 00:07 и №7 25.03.2008 08:13. Все эти плоскости находятся в диапазоне глубин от 5600 до 1000 м.абс. и ассоциируются с наиболее вероятной плоскостью разлома субмеридиональной зоны с углом падения плоскостей в диапазоне от 59° до 74° .

Список литературы

1. Введенская А.В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1956. № 3. С. 34–47.
2. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 130 с.
3. Гордеев Е.И., Дроздин В.А., Дубровская И.К., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А. Корякский вулкан: современное состояние и активация 2008-2009 гг. Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т.2. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С.588-590.
4. Селиверстов Н.И. Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. №1. Вып. 13. С. 7-9.
5. Лемзиков В.К., Лемзиков М.В., Изучение механизмов очагов слабых вулканических землетрясений в период подготовки и извержения вулкана Корякский (2008-2009 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2015. №6. С. 34-43.
6. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Камчатка, с активацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. и сильным ($M \geq 5$) землетрясениями 2012 г. // Вулканология и сейсмология. 2012. №5. С.41-54.
7. Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А., Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3-20.
8. Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А., Черных Е.В. Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной

сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. 2017. №5, С. 3-17.

9. Kiryukhin A. Analysis of Magma Injection Beneath an Active Volcano Using a Hydromechanical Numerical Model (CFRAC) // EAGE conference “Horizontal wells”, Kazan (2017) 4 p. DOI: 10.3997/2214-4609.201700475.

10. Reasenber P., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1985. № 85–739. 109 p.

MAGMATIC FRACTURING AS AN ANALOGUE OF THE DEVELOPMENT OF HYDROCARBON RESERVOIRS WITH HARD-TO-RECOVER RESERVES

Simulating fluid injection in 3D poro-visco-elasto-plastic rocks

Beatriz Martínez Montesinos, Boris Kaus

*Geosciences, Johannes Gutenberg University, Mainz, Germany
bmartine@uni-mainz.de, kaus@uni-mainz.de*

Abstract

Injection of water into wells at high pressures, in order to create fractures and increase permeability of rocks, is a technique often used to stimulate geothermal systems. Understanding, through numerical modelling, how such actions could influence the local state of stress of the reservoir and how fractures propagate through it may help to efficiently develop the extraction projects and, hopefully, to avoid undesired side effects. We increased the capabilities of the software LaMEM by adding plasticity, poro-elasticity and Darcy flow, in order to make it able to simulate hydrofracturing in poro-visco-elasto-plastic rocks. This improvement offers us an efficient computational massively-parallel 3D code to model fluid injection and crack propagation, and allows us to investigate failure patterns created by shear/tensile failures in heterogeneous media, due to increased localized pore pressure

Introduction

In order to simulate geological processes such as lithospheric deformation it was developed LaMEM (Lithospheric and Mantle Evolution Model), a scalable 3D parallel code that employs a staggered finite difference discretization combined with a marker and cell approach. This software solves, in an efficient way, the (incompressible) Stokes equations in rheologies involving rocks that have nonlinear visco-elasto-plastic material properties. In particular, this code is able to model the formation of localized shear bands during planar deformation in agreement with theoretical and experimental results ([1]).

However, it is well known that liquid pressure in porous rocks plays an important role in processes such as enhanced geothermal systems as it influences the state of stress of the reservoir (e.g. [2], [3]) and, thus, must be considered when modelling deformation and failure. Here, we take advantage of LaMEM and follow previous ideas ([4], [5]) to implement Darcy flow and couple it with the Stokes equations in order to account for liquid pressure in porous rocks. In addition, as such processes develop at relatively low temperatures, when the mechanical behavior is almost elasto-plastic, we improved plasticity by adding the dilation angle of rocks and by implementing tensile failure, one of the possible failure modes due to local pore-fluid overpressuring and/or extensional forces. Furthermore, as it has been proven that effective stress influences the hydraulic properties of the materials (e.g. [6], [5]), we made the code able to account for changes in permeability when tensile or shear failure is reached.

Method

We consider a continuous media under the effect of gravity (g) composed by poro-visco-elasto-plastic rocks with properties density (ρ), shear modulus (G), bulk modulus (K) and viscosity (μ). To describe the main factors acting in the medium we use Cauchy stresses (σ_{ij}), pressure (P), deviatoric stresses (τ_{ij}) and temperature (T) and, to describe deformation, velocities (v_i), strain rates ($\dot{\epsilon}_{ij}$) and its poro-elastic, viscous and plastic decomposition

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}^{pe} + \dot{\epsilon}_{ij}^v + \dot{\epsilon}_{ij}^p \quad (1)$$

Here, i and j refers to coordinate indexes (x, y, z). We assume that pores are connected and filled, in a measure given by the permeability (k) and the specific storage (S_s) properties, by a liquid

of density ρ_l exerting pressure (P_l) on rocks. We define, then, the effective pressure of the system as

$$P_{eff} = P - P_l. \quad (2)$$

In addition, we assume the existence of a limit for rock stresses, the scope of which produces plastic failure and is defined by cohesion (C), friction angle (ϕ) and tensile strength (σ_T). The combined yield criteria for shear ([6]) and tensile failure ([7]) that we use is given by (figure 1)

$$\tau_{yield} = \min(P_{eff} \sin \phi + C \cos \phi, P_{eff} + \sigma_T) \quad (3)$$

and the plastic behavior is defined by the plastic flow potential ([8], [9])

$$Q = \tau_{II} - P_{eff} \sin \psi \quad (4)$$

Being ψ the dilation angle indicating the relation between the plastic volumetric strain rate and the rate of plastic distortion ([8])

$$\sin \psi = \frac{\dot{\varepsilon}_{xx}^p + \dot{\varepsilon}_{yy}^p + \dot{\varepsilon}_{zz}^p}{2\dot{\varepsilon}_{II}^p} \quad (5)$$

and considering $\psi=90^\circ$ for tensile failure. The expressions τ_{II} and $\dot{\varepsilon}_{II}^p$ denote the second invariant of the deviatoric stress and the plastic strain rate, respectively. If yield is reached, the plastic strain rates are given by

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \chi \frac{\partial Q}{\partial \sigma_{ij}} = \dot{\varepsilon}_{II}^p \left(\frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} + \frac{2}{3} \sin(\psi) \delta_{ij} \right) \quad (6)$$

being χ multipliers satisfying the yield condition

$$\tau_{II} = \tau_{yield}. \quad (7)$$

We solve the mass, momentum and energy conservation equations for the solid skeleton affected by the liquid pressure,

$$\alpha_T \frac{DT}{Dt} - \frac{1}{K} \frac{DP}{Dt} + 2 \sin(\psi) \dot{\varepsilon}_{II}^p = \frac{\partial v_i}{\partial x_i} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_i} - \frac{\partial (P + \alpha P_l)}{\partial x_i} + \rho g_i = 0 \quad (9)$$

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + H \quad (10)$$

and the mass conservation equation combined with the Darcy's law for liquid

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial P_l}{\partial x_j} - \rho_l g_j \right) \right) + H_l = S_s \frac{DP_l}{Dt} \quad (11)$$

considering the poro-visco-elasto-plastic constitutive relation to describe deviatoric changes

$$\dot{\varepsilon}'_{ij} = \frac{1}{2G} \frac{\widehat{D}\tau_{ij}}{Dt} + \dot{\varepsilon}_{II}^{vs} \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} + \dot{\varepsilon}_{II}^p \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}}. \quad (12)$$

Here, x_i ($i = 1,2,3$) are the spatial coordinates, D/Dt is the material time derivative, \widehat{D}/Dt the Jaumann derivative, α_T the thermal expansion coefficient, α the Biot-Willis constant and H and H_l are possible head or liquid sources, respectively. Equations (8) to (11) have been discretized in space by using staggered grid finite differences method. To achieve scalability on massively parallel

machines have been used the distributed arrays (DMDA) and iterative solvers (KSP, SNES) from the PETSc library ([10]). A Marker And Cell method has been employed to track material properties which are advected in an Eulerian kinematical framework.

Example

We show here an example of simulation of fluid injection and crack propagation in a heterogeneous 3D setup (figure 1). The model considered is 9 km long, 4 km wide and 3 km high and is composed by five layers and sectioned by a normal fault (table 1). We impose free surface at the top and free slip at the bottom and lateral boundaries, and, to simulate an extensional regime, we apply a constant background strain rate of 10-15 s⁻¹ in the x direction. To simulate an injection/production system of water heating we consider a positive fluid source in the point indicated by blue arrow and a negative source in the point indicated by red arrow in figure 2. To simulate hydrofracturing we apply in the three points marked by yellow arrows bigger source magnitudes to increase stress and produce fractures. Figure 2 shows the result of the simulation after 10000 seconds of simulation.



Figure 1 – Section of the model setup used for the simulation.

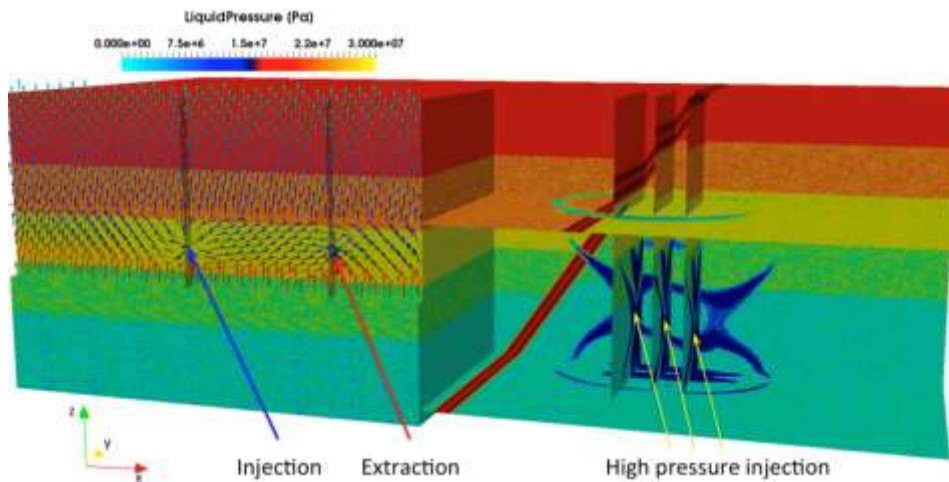


Figure 2 – Simulation of fluid injection and crack propagation. Different colours in the model setup indicate different material properties. On the left side, vectors direction and colour show the fluid velocity and fluid pressure, respectively. We can observe the influence of the low-pressure fluid injection/extraction on the direction of flow which is expected to be pointing upwards due to the extensional regime. On the right side, blue colour indicates where yield stress is reached either by tensile or shear mode.

Table 1. Material parameters employed for the simulation. Multiples value of density and permeability belong to layers from bottom to top, inner and external part of the fault, properties after failure and, the last one, corresponds to a random material that was mixed throughout the model. Source magnitudes correspond to those used for low-pressure injection, low-pressure extraction and high-pressure injection.

Variable	Parameters	Value	Units
ρ	Density	[2700,2600,2500,2500,2600,2700,2700,2700,2700]	Kg m ⁻³
ρ_l	Liquid density	1000	Kg m ⁻³
G	Shear module	5x10 ⁴	MPa
ν	Poison's ratio	0.27	
C	Cohesion	40	MPa

ϕ	Friction angle	45	($^{\circ}$)
ψ	Dilation angle	45	($^{\circ}$)
σ_T	Tensile strength	20	MPa
k	Permeability	[$10^{-16}, 10^{-40}, 10^{-5}, 10^{-11}, 10^{-8}, 10^{-30}, 10^{-14}, 10^{-15}, 10^{-20}$]	m^2
S_s	Specific storage	10^{-4}	MPa^{-1}
H_m	Source magnitude	[$5 \times 10^{-4}, 5 \times 10^{-4}, 10, 10, 10$]	$m^3 s^{-1}$

Acknowledgments

This project has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme, Marie Skłodowska-Curie grant agreement No 642029 - ITN CREEP.

References

1. Kaus B J P, Popov A A, Baumann T S, Püsök A E, Bauville A, Fernandez N and Collignon M 2016 *Forward and inverse modelling of lithospheric deformation on geological timescales* NIC Symposium 2016-Proceedings, NIC Series **48** 299-307.
2. Häring M O, Schanz U, Ladner F and Dyer B C 2008 *Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system* Geothermics **37**(5), 469-495
3. Shapiro S A and Dinske C 2008 *Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing* Geophysical Prospecting **57**(2), 301-310
4. Rozhko A Y, Podladchikov, Y Y and Renard F 2007 *Failure patterns caused by localized rise in pore-fluid overpressure and effective strength of rocks* Geophysical Research Letters **34**(22)
5. Galvan B and Miller S 2013 *A full GPU simulation of evolving fracture networks in a heterogeneous poro-elasto-plastic medium with effective-stress-dependent permeability* GPU Solutions to Multi-scale Problems in Science and Engineering (pp. 305-319) Springer, Berlin, Heidelberg
6. David C, Wong T, Zhu W and Zhang J 1994 *Laboratory measurement of compaction-induced permeability change in porous rocks: Implications for the generation and maintenance of pore pressure excess in the crust* Pure and Applied Geophysics **143** (1-3), 425-456 Springer
7. Paterson M S and Wong T F 2005 *Experimental rock deformation-the brittle field* Springer Science & Business Media
8. Murrell S A F 1964 *The theory of the propagation of elliptical Griffith cracks under various conditions of plane strain or plane stress: Parts II and III* British Journal of Applied Physics, **15**(10) 1211
9. Vermeer P A and De Borst R 1984 *Non-associated plasticity for soils, concrete and rock* HERON, **29**(3)
10. Moresi L, Quenette S, Lemiale V, Meriaux C, Appelbe B and Mühlhaus H B 2007 *Computational approaches to studying non-linear dynamics of the crust and mantle* Physics of the Earth and Planetary Interiors **163**(1-4) 69-82
11. Balay S *et al* 2015 *PETSc users manual, Technical Report ANL-95/11-Revision 3.6* Argonne National Laboratory

Role of Hydrofracturing in Formation of Bazhen Oil Reservoir: Natural Mechanisms and Processes, Perspectives of the Modern Technologies.

Korovina T.A.¹, Kropotova E.P.², Romanov E.A.¹

¹*CORETEST SERVIS Ltd.,*

²*SurgutNIPIneft, Tyumen, Russia*

korovinata54@outlook.com

Роль флюидоразрыва в формировании залежей в баженовской свите: природные механизмы и процессы, перспективы современных технологий

Коровина Т.А.¹, Кротова Е.П.², Романов Е.А.¹

¹*ООО «Корэст Сервис»,* ²*Тюменское отделение «СургутНИПИнефть»*

korovinata54@outlook.com

История обнаружения продуктивности баженовской свиты¹ (далее – БС) очень давняя – в 60-е годы прошлого столетия на Салымской геологоразведочной площади при разведочном бурении на среднеюрские объекты впервые была вскрыта нефтяная залежь в глинах верхней юры [1]. Ошеломляющее во всех отношениях событие вызвало огромный интерес ученых и геологов - процесс изучения формации продолжается поныне. Большой вклад в познание природы нефтегазоносности свиты внесли сложившиеся за прошедшие годы на этой тематике школы С.Г.Неручева, А.Э.Конторовича, И.И.Нестоерова, О.К.Баженовой и других. Особую роль в качестве нефтематеринской свиты этот объект после своего открытия сыграл в теоретических построениях Н.Б.Вассоевича, основоположника флюидно-миграционной концепции нефтегазоносности.

Породы, слагающие БС, представлены глинистыми, кремнистыми, карбонатными разностями в различном их сочетании, содержащими от 3 до 25% (редко более) Сорг. в виде керогена. Осадок, на 90% и более представленный бентосом², накапливался на дне обширного баженовского бассейна. Минеральная составляющая пород формируется по захороненному бентосу с участием растворенных минеральных компонентов придонных вод [2].

В последние годы в ряде скважин обнаружены признаки, указывающие на возможный вклад газогидратов в органическую углеродонасыщенность БС. Региональное (в пределах всей Западной Сибири) распространение формации, на взгляд авторов, связано с растяжением слабо консолидированной в поздне-юрское время Западно-Сибирской плиты, обусловленным планетарными тектоническими процессами. Оно привело вне зависимости от глубины бассейна и климатических факторов к повсеместному распространению сероводородного заражения придонных вод за счет их сульфатизации гидротермальными источниками и последующей сульфат-редукции. Следует отметить, что в процессе накопления осадков в керне наблюдается выпадение пирокластического вулканического материала (тонкодисперсные пеплы). Хомогенный характер трансформации захороненного материала на всех этапах осадконакопления и литификации обуславливает особый облик баженовских пород, не позволяющий отнести их к аналогам терригенных североамериканских сланцев [см. 2]. Помимо распространения нефтегазоносности внутри самой формации, она играет существеннейшую роль в качестве региональной покрывки, флюидоупорные свойства которой существенно усиливаются присутствием керогена. Благодаря уникальной пластичности по отношению к подстилающим и перекрывающим отложениям в 30 метровой тоще БС «гасится» до 80% глубинных разломов, секущих подбаженовские отложения и фундамент. Фактор тектонозависимости играет существенную

¹Баженовская свита представляет собой органогенную (по составу), хомогенную (по механизмам литификации) и тектонозависимую формацию поздне-юрского возраста, распространенную по всей территории Западной-Сибири. Глубина залегания в пределах разрабатываемых в Широком Приобье месторождений составляет от 2,7 до 3 км.

²Отложения баженовской свиты не являются терригенными – содержание терригенного материала не превышает 10% (среднее 3-7%)[2]

роль в распределении зон активизации генерации углеводородов керогеном. Отмечено, что зачастую залежи формируются в зонах пониженных тепловых потоков (расчетные температуры - 90-95°C) в сравнении с непродуктивными зонами в которых тепловой поток формально значительно выше (расчетные температуры - 120-130°C)

Нефтеносность БС обуславливается двумя факторами (insitu): формированием трещинного коллектора и генерацией углеводородов керогеном облегающих зону коллектора пород. Оба зависят от тектонической активизации на конкретном участке: время (достижение керогеном определенной стадии зрелости), интенсивность (общая энергия) и продолжительность (устойчивая пространственная модель напряженного состояния).

В процессе многолетнего изучения керна (более 400 скважин) с участием авторов установлено, что индикатором всей совокупности процессов формирования залежей является кероген. Исследование показало, что степень его трансформации (генерация УВ) зависит не от исходного ОВ, не от температуры и её градиента, но преимущественно от пространственного положения скважины, вскрывшей разрез [3] (рис.1), что определяется структурой напряженных состояний, обусловленных тектоникой [4].

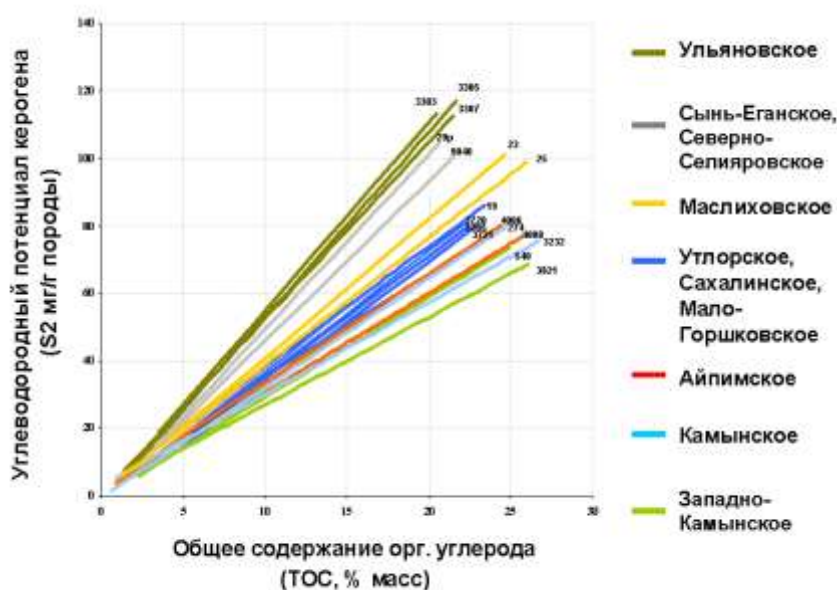


Рисунок 1 – Анализ геохимических параметров керогена

Более того, в пределах одного месторождения от скважины к скважине отношение параметров керогена (общее содержание ОВ и водородный индекс, коэффициент корреляции 0,7-0,98) закономерно изменяются в одном направлении. Для другого месторождения оно может быть иным и т.д. Отсюда возникла механохимическая (геомеханическая) модель формирования залежей в БС [см.3].

А что же флюидоразрывы?

Без приведенного выше экскурса в особенности уникальной во всех отношениях формации невозможно понять всю взаимосвязанность флюидодинамических процессов, приводящих к формированию залежей и управляющих её функционированием в разбуренной сетке скважин с различными технологиями вскрытия и освоения, которые сопровождаются природным и техногенным (при ГРП) фракингом.

При достижении катагенетической стадии трансформации керогена, близкой «нефтяному окну», начинается генерация углеводородов (микронепфть). Плотность нефти в сравнении с керогеном существенно ниже, поэтому накопление её в ослабленных зонах приводит к увеличению их объема по мере роста порового давления выше литостатического. На фотографии прозрачного шлифа (рис.2) микротрещина тангенциально сечет керогеносыщенные и минеральные слои породы. Процесс генерационного флюидоразрыва развивается только в том случае, если его сопровождает грация образующейся нефти в

трещинный коллектор, образованный в результате тектонического растрескивания преимущественно карбонатизированных радиоляритов или глинисто-карбонатных литотипов. Он сопровождается постепенным нарастанием аномально высокого пластового давления не только в зоне генерации, но и в заполняемом трещинно-поровом коллекторе, основу которого составляет тектоническая трещиноватость. Коэффициент аномальности пластового давления (АВПД) достигает 2 в наиболее продуктивных промышленных залежах.

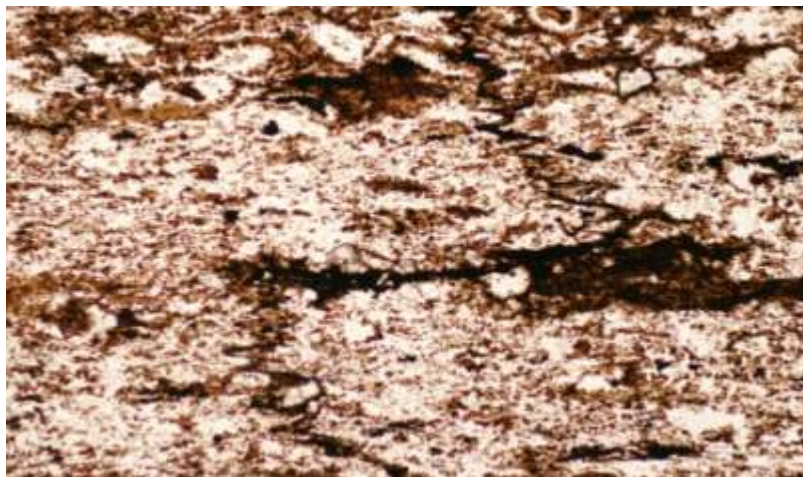


Рисунок 2 – Трещина напряжения, заполненная углеводородным веществом

До настоящего времени отсутствуют обоснованные критерии их выделения по разрезу, а также оконтуривания по площади. Учитывая вышесказанное, представляется, что в процессе формирования и даже в процессе разработки промышленных залежей они могут меняться. В отсутствии аккумулирующего коллектора процесс генерации выходит в равновесную стадию, аномальность порового давления реализуется в диффундировании образующейся микроневти в выше и ниже (?) лежащие терригенные отложения. Его подтверждает формирование слоисто-битуминизированной пачки S_0 в подошве подачимовских глин перекрывающих баженовскую свиту.

Другой механизм флюидоразрыва (гидротермальный) очевидно задействован в формировании трещинного коллектора. Следует отметить, что, если генерационный тип флюидоразрыва характеризуется накопительной динамикой, постепенно нарастающей кинетикой, то гидротермальный можно отнести по динамике к процессам взрывным (катастрофическим). Как правило, они развиваются в упруго деформируемых литологических разностях карбонатизированных радиоляритов, собственное керогеносодержание которых значительно ниже глинистых слоистых. И, если в целом БС характеризуется значительной пластичностью, то внутри неё карбонатизированные литотипы в сравнении с глинистыми существенно менее пластичны, отличаются большим коэффициентом хрупкости и снижением прочности, что и приводит к трещинообразованию вблизи тектонических разломов. На рисунке 3 представлена тектоническая трещина секущая битуминозную породу и заполненная кальцитом. Сохранение обломков матрицы породы в массе кальцита, однородность карбонатного материала и отсутствие разрыва на контакте пород свидетельствует о высокой динамике процесса с участием углекислотной гидротермальной системы.

Промышленный потенциал залежи в битуминозной толще зависит от сочетания динамик генерационного процесса (продуцирование углеводородов), скорости миграции генерированной нефти в первичный трещинный коллектор, пространственной структуры и параметров тектонических напряжений, приводящих как к образованию трещинного коллектора, так и энергетически регулирующих первые два процесса. И это, по мнению авторов, является основным аспектом природы нефтеносности БС. С этих позиций трудно представить возможность техногенного влияния на любую из составляющих описанной модели.



Рисунок 3 – Тектоническая трещина, заполненная мелкокристаллическим кальцитом

В заключении описания механизмов природных флюидодинамических процессов необходимо указать на полное совпадение палеотемпературной зональности, изученной по керну баженовской свиты и фундамента в скважинах, одновременно вскрывших БС и фундамент, при отсутствии корреляций обоих объектов с промежуточными отложениями нижней и средней юры, что подчеркивает контролирующую функцию тектоники.

Два слова о технологическом гидроразрыве (ГРП).

Современные представления о термодинамике природных систем [5] свидетельствуют о преобладающей роли глобальных тектонических процессов в их развитии. Это обстоятельство нельзя недооценивать при выборе современных технологий освоения скважин при разработке промышленных залежей. Опыт применения ГРП в баженовской свите показывает, что при достижении после ГРП кратковременного эффекта в одной скважине средний дебит по залежи практически не меняется. Учитывая значительную себестоимость технологии и негативные экологические влияния агрессивных сред гелей ГРП, следует вернуться к оценке целесообразности применения этой технологии в БС только на основании того, что она эффективна в совершенно иных геологических системах.

Список литературы

1. Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Тянь А.А. Сургутский свод. М: Недра, 1968.
2. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Гультияев С.В., Крицкий И.Л., Шадрина С.В. Генетические аспекты формирования баженовской свиты и критерии прогноза её промышленной продуктивности.// Материалы Нефтяного конгресса. М: 2014 год.
3. Коровина Т.А. Закономерности формирования и распространения коллекторов в битуминозных отложениях баженовской свиты для оценки перспектив нефтегазоносности западного склона Сургутского свода. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 2004, – 27с.
4. Ибраев В.И. Прогнозирование напряженного состояния коллекторов и флюидопоров нефтегазовых месторождений Западной Сибири. Тюмень: ОАО «Тюменский дом печати», 2006, – 208 с.
5. Simonenko Sergey V. Fundamentals of the Thermohydrogravidynamic Theory of Cosmic Genesis of the Planetary Cataclysms: Monograph. - Nakhodka: Institute of Technology and Business, 2010. – 281 p.

Identification of paleovolcanic rocks on seismic data

Sabine Klarner, Olaf Klarner

Klarenco LLC, Germany

ok@klarenco.com; sk@klarenco.com

Abstract

While exploring for hydrocarbons in rift related or active margin basins, volcanics, volcanoclastics or their erosional products are common lithologies. The presence of rock types derived from volcanism and/or affected by post-volcanic re-deposition may lead to lithologies with complex diagenetic overprints at the reservoir level. Partial or complete reservoir substitution, alteration by circulating hot fluids and addition of mineral components have led to a number of unsuccessful wells, both in exploration and field development projects. It is therefore essential to understand the distribution of volcanics in the vicinity of the reservoir.

Having worked in different basins around the world, we have identified distinct features which help us to detect volcanics and volcanic related lithologies from seismic data. Those features can be subdivided in two main groups: (1) amplitude expressions, particularly the AVO behavior and (2) geometries, specifically in comparison with observed morphology of recent volcanics. Modern seismic interpretation technologies, such as 3D imaging and visualization, spectral decomposition, analysis of elastic rock properties and AVO analysis in combination with sound geological understanding of recent volcanism reveal completely new insights into the geological past.

In the current paper both, geometry and amplitude behavior of volcanics as seen on seismic and well data will be discussed using a number of case studies from several hydrocarbon bearing basins around the world. It summarizes previously presented ideas with special emphasis on the multidisciplinary approach required to succeed with seismic interpretation.

Geomechanical Interpretation of Seismicity: Applications for Seismic Forecast and Hydrocarbon Exploration

Solomatin A.V., Fedotov S.A., Kiryukhin A.V.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
alf110111@gmail.com; AVKiryukhin2@mail.ru;*

Геомеханическая интерпретация сейсмичности на шельфе Камчатки: приложения для сейсмического прогноза и поиска углеводородов

Соломатин А.В., Федотов С.А., Кирюхин А.В.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
alf110111@gmail.com; AVKiryukhin2@mail.ru;*

Введение

В данной работе сейсмический процесс Камчатского участка сейсмогенной зоны рассматривается с позиций геомеханических представлений активных разломов [Zoback, 2010; Kissin, 2016]. Критические напряжения в области таких разломов выполняют ключевую роль в локальных подвижках в сейсмоактивной среде и сопровождаются не только землетрясениями, но и формированием областей флюидной проницаемости – важного элемента используемых представлений. Для выявления дискретной сети активных разломов используется методика выделения плоско-ориентированных кластеров гипоцентров землетрясений. Анализ ориентации таких кластеров применяется для выяснения геомеханического режима сейсмичности, роли флюидов в ее активизации.

Методика поиска плоско-ориентированных кластеров землетрясений

В качестве исходных данных для анализа использована выборка из каталога землетрясений Камчатки КФ ФИЦ ЕГС РАН, включающая 5972 события с энергетическим классом $K_s > 10$ ($K_s = 1.5 M + 4.6$ [Fedotov, 1972]) за период 01.1980 – 02.2016 гг. Поиск плоско-ориентированных кластеров землетрясений осуществляется с использованием двух программ Frac-Digger и Frac-Digger³.

Программа FRAC-Digger на основе пространственно-временной выборки упорядоченного по времени множества точек - координат гипоцентров землетрясений, осуществляет выделение близких к плоскостям их подмножеств – плоско-ориентированных кластеров. В качестве параметров – критериев создания таких подмножеств точек для каждого из них используются: минимальная величина – N ; близость по времени - δt ; максимальное удаление от общей плоскости – δz ; минимальный эквивалентный радиус горизонтальной проекции – δR . Программа выполняет расчет параметров плоскостей, аппроксимирующих каждое из выделенных подмножеств. Результаты расчета представляются в виде таблиц с геологическими характеристиками по каждому из выделенных плоско-ориентированных кластеров – предполагаемых плоских разломов (угол и азимут падения аппроксимирующей плоскости; эквивалентный размер горизонтальной проекции, и др. параметры).

В программе FRAC-Digger2 выборки для построения плоско-ориентированных кластеров на основе заданной пространственно-временной области осуществляются случайным образом (используется метод Монте-Карло). Это позволяет избежать зависимости решения от упорядоченности точек по времени. Дополнительными критериями значимости найденных решений являются: (1) максимальное число входящих в подмножество точек; (2) максимальная сумма атрибутивных параметров точек (которыми могут быть магнитуды землетрясений, расходы продуктивных зон и другие параметры в зависимости от задачи); (3) время, определенное в программе для выполнения процедуры

³ Рег. №2016616880 и №2017618050, соответственно. Область применения: выявление дискретных систем трещин по сейсмическим или геологическим данным. Подробное описание используемых алгоритмов приводится в работах (Kiryukhin et al, 2016, 2017).

выбора плоско-ориентированного кластера точек. Если проверка оказывается успешной, то кластер дополняется еще не использованными точками, также удовлетворяющими критериям плоскостной ориентации этого кластера.

Тестирование программы Frac-Digger2 на данных по продуктивным зонам трещинно-жильных геотермальных резервуаров показывает, что при охвате более 0.01% возможных комбинаций и регуляризации исходного списка продуктивных зон по притоку теплоносителя Frac-Digger2 алгоритм дает воспроизводимые результаты по геометрии продуктивных трещин.

Геомеханический анализ региональной сейсмичности Камчатки 01.1980 – 02.2016 гг.

Плоско-ориентированные кластеры землетрясений определялись программой Frac-Digger со следующими критериями: $N = 6$, $\delta t = \infty$, $\delta Z = 10$ км, $\delta R = 100$ км, соответствующими предположению о существовании дискретной системы «постоянно-активных региональных разломов». В результате выявлено 156 плоско-ориентированных кластеров, интерпретируемых в качестве сейсмоактивных разломов (рис. 1), среди которых 17 представлены 100 и более событиями. Большая часть указанных разломов находится на восточном шельфе Камчатки.

В целом преобладают разломы, параллельные линии глубоководного желоба, с углами падения $50-70^\circ$ на СЗЗ ($300-310^\circ$), при этом выделяются также разломы иного простирания и падения (стереограмма на рис. 1). Это указывает как на общие региональные геомеханические условия деформации локальных растяжений в направлении СЗЗ (305°) ($S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$), так и существование несколько отличающихся условий, связанных, в том числе, с неоднородным геологическим строением зоны поддвига.

Рис. 1 показывает фрагмент карты работы [Kiriyukhin et al., 2010], включающий район г. Петропавловск-Камчатский, и следы выявленных сейсмоактивных разломов горизонтальной плоскостью на глубине 3 км. Наиболее активные разломы показаны более жирными линиями и пронумерованы. Ближайший к г. Петропавловск-Камчатский сейсмоактивный разлом этого класса (№ 4, его определяет кластер из 175 сейсмических событий), находится на расстоянии около 90 км от города и направлен в его сторону. На продолжении указанного разлома находятся Пиначевские источники (№ 69 на рис. 1). Этот разлом характеризуется углом падения 53° и азимутом падения 217° .



Рисунок 1 – Следы сейсмически активных разломов на плоскости глубины 3 км. Программа Frac-Digger с параметрами $N = 6$, $\delta t = \infty$, $\delta Z = 10$ км, $\delta R = 100$ км.

Геомеханический анализ Кроноцкого землетрясения (05.12.1997, $M = 7.8-7.9$)

Плоско-ориентированные кластеры землетрясений, связанные с развитием очага Кроноцкого землетрясения определялись программой Frac-Digger со следующими параметрами: $N = 6$, $\delta t = 1$ сут., $\delta Z = 2$ км, $\delta R = 50$ км - режим выделения «коротко-живущих разломов», которые могут быть фрагментами разломов, рассмотренных выше в разделе 3. Полученные результаты показывают, что в окрестности радиусом 45 км от эпицентра Кроноцкого землетрясения выделяются две пересекающиеся системы разломов: (1) пологие

с углами падения 20-50°, субмеридионального простирания (преимущественно афтершоки); (2) крутопадающие (преимущественно форшоки) с углами падения 70-80° и азимутом падения ЮЗ 220° (рис. 2). Эта ситуация может соответствовать комбинации локальных геомеханических условий: надвигов RF ($Sh_{max} > Sh_{min} > S_v$) с максимальным горизонтальным напряжением ориентированным в субширотном направлении и напряжением растяжения в направлении ЮЗ (220°) ($S_v > SH_{max} > SH_{min}$).

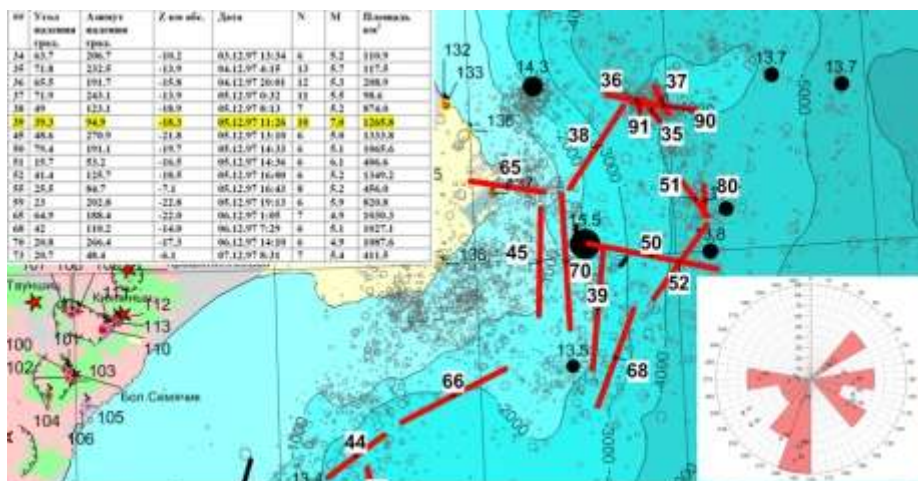


Рисунок 2 – Следы сейсмически активных разломов на плоскости глубины 15 км. Расчет Программа Frac-Digger с параметрами $N = 6$, $\delta t = 1$ сут., $\delta Z = 2$ км, $\delta R = 50$ км.

Геомеханический анализ распределения сильнейших ($M \geq 5.7$) землетрясений Камчатки (1980-2016 гг)

В качестве исходных данных для анализа использованы данные по двумстам сильным ($M \geq 5.7$) землетрясениям из каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН. Плоско-ориентированные кластеры землетрясений определялись программой Frac-Digger2 со следующими критериями отбора: $\delta t = \infty$, $\delta Z = 4$ км, $\delta R = 100$ км, $K = 5$. В результате установлено, что 102 из 200 сильных землетрясений Камчатки формируют одиннадцать плоско-ориентированных кластеров, залегающих преимущественно на глубинах до 40 км (рис. 3). В этой связи напрашивается вывод о возможности флюидного механизма генерации сильнейших землетрясений на шельфе Камчатки. Аномально высокие поровые давления могут циклически возникать в изолированных резервуарах, распространяться по разломам [Kissin, 2016] и служить триггерами как отдельных сейсмических активизаций, так и повторяющихся достаточно регулярно [Fedotov, 2005] катастрофических землетрясений. Зафиксированные на восточном шельфе Камчатки разгрузки метана и отложения газогидратов [Seliverstov, 2009] указывают на возможность участия в этом процессе углеводородов.

Выводы

(1) Выявленные в работе по данным региональной сейсмичности плоско-ориентированные кластеры гипоцентров землетрясений интерпретируются в качестве сейсмоактивных разломов. Среди них 17, характеризующихся наиболее высокой сейсмической активностью. Ближайший к г. Петропавловск-Камчатский сейсмоактивный разлом этого класса находится на расстоянии около 90 км от города и направлен в сторону города. В целом преобладают разломы, параллельные линии глубоководного желоба, с углами падения 50-70° на ЗСЗ (300-310°). Выделяются также разломы иной ориентации. (2) На примере Кроноцкого землетрясения (05.12.1997) показано, что кластеризация с существенным изменением геомеханического состояния от условий растяжения NF до условий сжатия RF существует в очагах сильных землетрясений в интервале времени последних форшоков и первых афтершоков. (3) Кластеры 102 из 200-ти наиболее сильных землетрясений Камчатки формируют одиннадцать плоско-ориентированных площадок

площадью от 1600 до 5400 км² на восточном шельфе вдоль побережья Камчатки на глубинах преимущественно 40 км. (4) Плоско-ориентированное залегание сейсмоактивных площадок позволяет предполагать флюидный (вода, нефть, газ) механизм генерации сильнейших землетрясений в них.

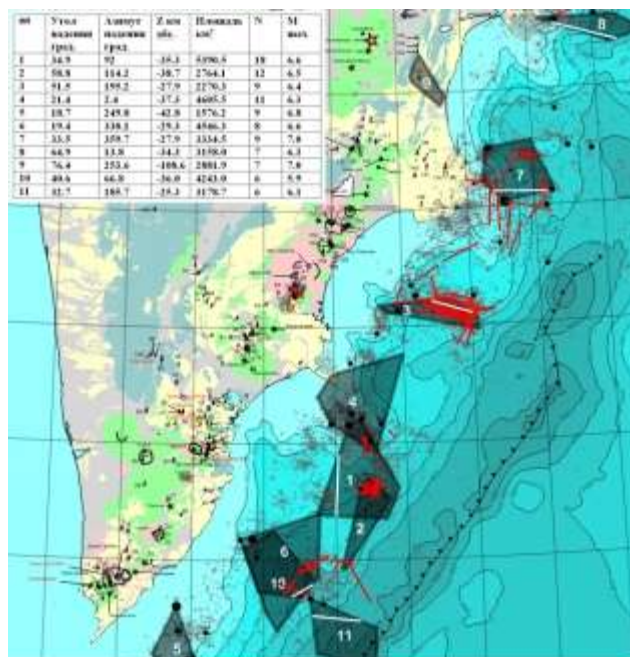


Рисунок 3 – Проекция одиннадцати плоско-ориентированных кластеров, включающих эпицентры 102 из 200 сильнейших землетрясений Камчатки. Расчет выполнялся по программе *Frac-Digger2* с параметрами $\delta t = \infty$, $\delta Z = 4$ км, $\delta R = 100$ км, $K = 5$. Показаны также следы «коротко-живущих локальных разломов», изображенных на рис. 2.

Работа выполнена при поддержке РНФ по проекту 16-17-10008.

Список литературы

1. Fedotov S.A. Long-term earthquakes forecast for Kurile-Kamchatka island arc. Moscow, Nauka publ., 2005, 302 p. (in Russian)
2. Fedotov S.A. Energy classification of the Kuril-Kamchatka earthquakes and the problem of magnitudes. Nauka, Moscow, p 116 (in Russian).
3. Kiryukhin A.V., Kiryukhin V.A., Manukhin Y.F. Hydrogeology of Volcanogenic areas // S-Peterburg, Nauka, 2010, 395 p. (in Russian)
4. Kiryukhin A.V., Fedotov S.A., and Kiryukhin P.A.: A Geomechanical Interpretation of the Local Seismicity Related to Eruptions and Renewed Activity on Tolbachik, Koryakskii, and Avacha Volcanoes, Kamchatka, in 2008–2012, *Journal of Volcanology and Seismology*, 10(5) (2016) p.275–291.
5. Kiryukhin A., Lavrushin V., Kiryukhin P., Voronin P. "Geofluid Systems of Koryaksky-Avachinsky Volcanoes (Kamchatka, Russia)", *Geofluids*, vol. 2017, Article ID 4279652, 21 pages, 2017. doi:10.1155/2017/4279652.
6. Seliverstov N.I. Geodynamics of junction Kurile-Kamchatsky and Aleuthian island arcs. KamGU, P-Kamchatsky 2009, 191 p. (in Russian).
7. Kissin I.G. Fluid regime in the source and preparation area of an earthquake, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2016. T. 52. № 5. С. 723-739.
8. Zoback, M.D. Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press, 2010. 448 p.

MODELING THE EXPLOITATION OF GEOTHERMAL RESERVOIRS IN VOLCANIC AREAS. PROBLEMS OF USING GEOTHERMAL ENERGY IN VOLCANIC AREAS FOR HEAT AND ELECTRICITY SUPPLY

Hidden volcanism in the Paratunsky geothermal field

Vorozheikina L.A.

*АО Тепло Земли, Паратунская, 4, пос. Термальный, Елизовский район, Камчатский край, Россия
lvorozeikina@burgeo.kamchatka.ru*

Предполагаемый скрытый вулканизм на Паратунском геотермальном месторождении

Н.И. Ворожейкина

*АО Тепло Земли, Паратунская, 4, пос. Термальный, Елизовский район, Камчатский край, Россия
lvorozeikina@burgeo.kamchatka.ru*

Аннотация

Паратунское месторождение представлено азотными термами, имеет характер трещинно-жильной водонапорной системы. Воды этого типа отличаются постоянным газовым составом (до 98% N₂), низким газосодержанием. Наиболее распространено представление об их формировании при нагреве инфильтрационных вод, проникающих на глубину, за счёт регионального кондуктивного теплового потока. Однако изотопные отношения He³/He⁴ в азотных термах Исландии свидетельствуют об участии в их нагреве глубинного теплоносителя (Кононов, Мамырин и др., 1974). Гидрогеологи Камчатки склоняются к мнению о конвективном привносе глубинного тепла в водонапорные системы [4]. Обсуждение проблемы глубинных флюидов привело исследователей к выводу о существовании концентрированных коровых переносчиков тепла и вещества, способных осуществлять прогрев пород, вплоть до их плавления, - концепция ювенильных флюидов (Уайт, 1965; Аверьев, 1969; Кононов, 1974; Манухин, 1976; Вакин и др., 1979). Гидротермальный процесс и активный вулканизм по своей сути едины и это наглядно демонстрирует общность их проявления в вулканических поясах Камчатки; отличие определено импульсом глубинного тепла

Ключевые слова: Гидротермы, вулканизм, скважины, разломы, голоцен.

Паратунское месторождение азотных терм является наиболее изученным на Камчатке, находится в эксплуатации более 50 лет. Месторождение приурочено к грабенообразной структуре долины р. Паратунки, ориентированной в направлении ССВ 20° субпараллельно планетарному разлому у восточных берегов Камчатки (Уткин, 1989), рис 1.

В схеме Г.М. Власова (1972) территория месторождения относится к Центрально-Камчатской зоне вулканизма; она сопряжена с западной окраиной Восточно-Камчатского вулканического пояса, расположена вблизи узла сейсмогенной активности, выделенного в акватории Авачинской губы (Дмитриев, Ежов и др., 1977). По материалам съёмочных работ масштаба 1: 50 000 С.И. Федоренко (1968) подразделил зоны разломов данной территории на ортогональные и диагональные, при этом отметил, что только для группы диагональных разломов характерны активные перемещения в *голоценовое* время [11ф].

Территория месторождения приурочена к зоне интерференции Авачинской и Быстринской ВТС 2-го порядка. Кольцевые структуры 2-го порядка занимают особое положение. Заложение этих структур связывается с наиболее активным формированием ВТС в новом, сугубо континентальном качестве. В общем плане они образуют цепочки ССВ и СВ направления (Соколов, 1995) [9ф].

Зона *рифтогенеза* представлена субмеридиональным *Центральным* разломом - фрагментом Центрально-Камчатского рифта, разделившим месторождение на две половины: восточную - участки Нижний, Северный, и западную - участки Микижа, Светлячок,

Промежуточный, Средний, ЭПЛРЗ (рис 2). На западе месторождения, по результатам дешифрирования тепловых КС, выделена *Паратунско-Пиначевская сейсмогенная зона разуплотнения* (Рундквист, 1995), в рамках которой субмеридиональный разлом *Западный* объединил термоаномалии Среднего и Промежуточного участков.

Продуктивные скважины тяготеют к днищу грабена р. Паратунки (рис 3). Современные открытые СВ зоны разломов на отдельных участках пересекают грабен, создавая линию излома его границ, - на таких участках находятся наиболее водообильные скважины. В районе Северного участка ССВ ориентировка грабена р. Паратунки меняется на СВ 50°, в направлении вулканов Авачинский, Корякский. Это направление характерно для тектонических зон, сопровождающих планетарный разлом у восточных берегов Камчатки. В районе работ направление разломов СВ 50° контролирует современные открытые зоны разломов, плохо (пунктирно) проявленные в рельефе, но важнейшие для транзита метеорных вод к месторождению.

Геотермические особенности Паратунского месторождения характеризуются крайней степенью неоднородности: высокоградиентные участки сменяются малоградиентными, положительные аномалии отрицательными, безградиентные зоны перетоков площадками калориметрического смешивания, передача тепла осуществляется преимущественно конвективным способом. Распределение температур по глубине хорошо увязывается со структурными особенностями месторождения. Основная особенность его продольного геотемпературного разреза - тенденция ступенчатого погружения высоких температур от Среднего участка к Северному (Мальцева, 1968). Подобный характер имеет уклон коренного ложа депрессии и распределение напоров на основных участках: Средний - 43,9 м, Нижний - 36,5 м, Северный - 32,5 м [11ф].

Водное питание. По результатам многочисленных изотопных анализов водорода, кислорода установлено, что формирование метеорных вод Паратунского месторождения происходит, в основном, далеко за пределами бассейна р. Паратунки (рис.4) на отметках порядка 1500 м, - преимущественно в районе Карымчинской вулканической зоны. Частично метеорные воды поступают со стороны Вилючинского вулкана, но относительно в большем объёме они обеспечивают Южнобережную площадь.

Транзит метеорных вод к Паратунскому месторождению осуществляется по новейшим СВ трещинным зонам раскола, формирующим своеобразную дренажную систему, благодаря которой подземные воды могут перемещаться на многие сотни км, в виде восходящих и нисходящих потоков, они могут скапливаться в определённых структурах, в цикличном режиме влиять на особенности фильтрации подземных вод месторождения.

Отрицательные градиенты несут информацию о направлении движения термальных вод в зонах растекания. Подобные участки использованы группой сотрудников Казанского университета (Непримеров и др., 1970) для расчёта возраста Паратунского месторождения *геотемпературным* методом, - расчётное значение возраста составило ~ **6500** лет, что сопоставимо со временем проявления последней вспышки вулканизма на Камчатке. Отсутствие теплового равновесия в системе, наличие трещин в водоупоре свидетельствует о том, что термовмещающие трещины возникли после образования четвертичных отложений и расчётное значение возраста месторождения является вполне реальным приближением [10 ф].

По результатам *специального структурно-геоморфологического* анализа отмечена чёткая приуроченность Паратунских терм к послерогенной структуре, предположительно, по причине связи с современными зонами растяжения. Обращено внимание на исключительное положение Паратунско-Банной зоны субширотных разломов в послерогенной структуре Камчатки. Являясь трансзональной и трансостровной, Паратунско-Банная лениамент отслеживается далеко к востоку, определяя положение бровки шельфа и континентального склона, влияя в целом на плановые очертания территории Камчатки (Костенко, 1995). Гипоцентры землетрясений глубже 100 км образуют полосы субширотного простираения, совпадающие с субширотными зонами или лежащими на их продолжении (Кожурин, 1987). Местоположение геотермальных аномалий

сопоставимо с зоной интерференции кольцевых структур 2-го ранга. Особенность подобных ВТС состоит в том, что они сформированы в континентальных условиях и в рельефе создают полосы СВ, субмеридиональной ориентировки (Соколов, 1995).

В плане площадь Паратунского месторождения тяготеет к заболоченной пойме низовьев р. Паратунки, имеет *полудуговую* форму, открытую в направлении горста Тополового. Подобная форма повторяется в элементах рельефа (рис. 5). Учитывая то обстоятельство, что по данным структурно-геоморфологического анализа была выделена крупная палеоструктура Паратунско-Быстринской ВТС (Костенко, 1995), учитывая современную геодинамическую и вулканическую активность территории, проявление процесса *посткальдерного вулканизма* на границе палеократера ВТС предсказуемо. В центре вулcano-тектонической палеоструктуры со временем вырос, и продолжает расти, хребет Тополовый и одноимённый горст.

Проявления *скрытого вулканизма* на месторождении рассматриваются относительно участков Средний, Нижний. Впервые на подобное явление обратили внимание А.И. Серёжников, В.М.Зимин (1968): в процессе тщательного изучения кернa скважин Среднего участка установлено, что в районе термальной площадки, эффузивно-пирокластические образования насыщены многочисленными рвущими и пластовыми телами дацитов, андезитов, диоритовых порфиритов. Концентрация тел с эруптивными брекчиями в центральной части блока расценена как признак магмоподводящего канала миоценового вулканического аппарата. В *парагенезисе* с ним рассмотрен субвертикальный термальный поток, с которым связывается очаг естественной разгрузки участка Среднег, - на небольшой термальной площадке и рядом с ней было пробурено 14 продуктивных скважин.

Глубинное поступление газа на данном участке подтверждено результатами изотопных анализов. По изотопным соотношениям гелия He^3/He^4 в скважине ГК-1 Среднего участка доля мантийного гелия составила 23%, корового 69%, атмосферного 8% (Каменский, 1976), подобно азотным термам Исландии (Кононов и др., 1974).

Участок **Нижний** является центральным на месторождении. Он характеризуется широким площадным развитием термальных вод и неожиданными вспышками высоких температур - до 106 °С в скважинах, что объясняется относительно молодой структурой участка [4].

Обращает внимание тот факт, что, по данным термометрии, 95 и 100-градусная изотермы прослеживаются только на Нижнем участке, они примыкают к субширотной зоне корового происхождения, - тем самым подчеркнута значимость глубинных процессов для формирования геотемпературной аномалии этого участка.

Наиболее надёжные сведения о температурах на глубине получены по данным термометрии, но в последние годы термометрия в скважинах не производилась, - характер изменения температуры на глубине (~2 км) во времени отслежен по расчётным значениям силикатного геотермометра T_{si} (рис. 6). Корреляция между фактическими температурами и содержанием SiO_2 в термальной воде высокая, $r=0,7$ [11ф].

Сравнение показаний $T_{si}=100^{\circ}C$ на начальный и современный период эксплуатации месторождения (1969-2016 гг.) позволяет отметить, что в районе Нижнего участка площадь 100-градусной термоаномалии намного увеличилась, при этом СВ ориентировка главной её оси аномалии сохранилась. За полувековой период эксплуатации месторождения положение центра аномалии остаётся сконцентрированным вблизи термальных источников.

При комплексном рассмотрении результатов геофизических исследований отслежена открытая зона СВ 50° в направлении от верховьев рр. Овражья-Поперечная к слиянию рр. Карымшина-Паратунка, объединяющая Карымшинские, Средние, Нижние источники. В междуречье рр. Хайкова - Паратунка выявлена столбообразная крутопадающая к ЮЗ открытая зона разуплотнения; в районе скв. РЭ-7 установлена наиболее глубоко проникающая трещинная зона (Сидоров, 1995) [9ф].

На основании вышеизложенного можно предположить наличие на Нижнем участке тела внедрения в виде крутонаклонной дайки, относительно приближенной к поверхности в районе скв. РЭ-7 ($T_{изл}=100^{\circ}C$), ориентированной в СВ направлении и расположенной вблизи

субширотного разлома корового происхождения. Аналогичная схема контроля термопроявления прослежена для теплового очага соседнего (в 20 км) Больше-Банного месторождения перегретых вод, где зоны контактов базальтовых даек с вмещающими породами служат хорошо проводящими каналами для высокотемпературных гидротерм ($T_{\max}=171,5^{\circ}\text{C}$) [4].

Паратунское месторождение освоено в пределах верхнего реологического уровня (до 1500 м). Перспективному планированию водоотбора природного теплоносителя на месторождении должно предшествовать доизучение его на глубину не менее 3,5 - 4 км (в пределах среднего реологического уровня), так как возможна этажность в строении месторождения.

Ниже перечислены некоторые дополнительные признаки, имеющие отношение к предполагаемому проявлению скрытого вулканизма на **Нижнем** участке:

- Наличие брахиантиклинальной структуры (Наумов, 1968)
- Относительно молодая структура участка (Манухин, 1968; 1976) [4;11ф]
- Локализация термоаномалии в узле пересечения разломов субширотного (корового происхождения), СЗ (термоподводящие), ССВ (современная зона рифтогенеза), СВ (современные зоны раскола) направлений
- Наличие в зоне термоаномалии радиальных разломов, по данным численного моделирования (Кирюхин, 2017)
- 110-градусная изотерма на глубине 760 м абс наблюдается только на Нижнем участке, - по материалам термометрии скважин [11ф]
- Максимальная температура самоизлива наблюдается для скв. РЭ-7, $T=100^{\circ}\text{C}$
- Устойчивое во времени максимальный темп увеличения содержания хлора (рис 7) прослежен на Нижнем участке. Здесь же отмечено повышенное содержание CO_2 в зоне термоаномалии (скв. 30, 45, РЭ-7, ГК-13); обстановка Eh восстановительная - в скв. 30, 502; значения соотношения Cl/Rb максимальные, - как признак малой степени разбавления глубинных вод; изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ для источника Нижнего составил -7 ‰, что может соответствовать магматическому углероду (Чудаев, 2000)
- Повышенное содержание H_2 , He , Ar , CH_4 , CO_2 в скважине РЭ-7 отмечено относительно газового состава терм глубокой скв. 101 Северного участка, где водоприток вскрыт на глубине 2500 м
- Максимальные концентрации Cu , Zn , Pb , Bi , Ba , Br , Cz , U в скважинах и наиболее широкий спектр микрокомпонентов наблюдается на Нижнем участке [8]
- На графиках соотношения значений основных генетических коэффициентов Cl-SO_4 , Cl-Na наблюдается обособленность некоторых скважин Нижнего участка относительно остальных скважин месторождения и общность с термами Больше-Банного (скв. 1), Озерновского (скв.2) месторождений (рис.8). Большинство скважин Паратунского месторождения находится на одной прямой с термальными водами скв. 101. Скважины по участкам отличаются разной степенью метаморфизма гидротермального раствора. Наиболее разбавлены термальные воды ЮЗ фланга месторождения (Средний, Промежуточный участки М 0,8-1,3 г/л). Наиболее минерализованы термальные воды скв. 101 ($M=3,4$ г/л - 2018 г.). Скважина 101 относится к Северному участку, граничит с Южнобережной геотермальной площадью.

Итоги

- Территория Паратунского месторождения тяготеет к зоне активного вулканизма, - сформировались благоприятные предпосылки для проявления посткальдерного вулканизма в пределах границы кратера палеоструктуры Паратунско-Быстринской ВТС. Проявления скрытого вулканизма подобны "горячим точкам" на обширной неравномерно прогретой площади месторождения трещинно-жильного типа, подобные горячие точки отмечены на Среднем и Нижнем участках.

- Превышение водоотбора природного теплоносителя относительно допустимого (защищенные запасы гидротерм) ведёт к непредсказуемым последствиям в гидродинамике подземных потоков. Допущенное в процессе эксплуатации превышение водоотбора спровоцировало влияние подземных вод соседней Южнобережной площади на подземные воды восточного фланга месторождения.

- Паратунское месторождение изучено до глубины 1500м, что соответствует верхнему реологическому уровню. Прогнозированию ресурсов на глубинудолжно предшествовать доизучение его на глубину (~ 3,5-4,0 км). Предполагается этажность в строении месторождения, наряду с проявлениями скрытого вулканизма.

- Предлагается предусмотреть доизучение Паратунского месторождения по площади, в границах Паратунско-Быстринской палеоструктуры, - в пределах изученных глубин (15-2,0 км).

Список литературы

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью //кн. Современный вулканизм. М, Наука. 1966.
2. Вакин Е.А., Кутыев Ф.Ш. Глубины генерации флюидной составляющей современных гидротерм // Кн. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М, Наука. 1979.
3. Ворожейкина Л.А., Асаулова Н.П., Обора Н.В. Гидрогеотермические особенности Паратунского месторождения термальных вод // П-К. 2017.
4. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, кн. //Вл-к АН СССР ДВНЦ. 1976.
5. Действующие вулканы Камчатки, т.1-2 //М. Наука, 1991.
6. Дмитриев В.Д., Ежов Б.В. К вопросу о происхождении Авачинской губы //Воп. географии Камчатки. Вып.7 П-К,1977.
7. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование // М. Недра, 1989.
8. Чудаев О.В. и др. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки // Вл-к . Дальнаука. 2000.
9. Ворожейкина Л.А., Соколов В.А., Сидоров М.Д. и др. - ОМР по применению геологоструктурных, гидрогеологических, геофизических и дистанционных критериев поиска термальных вод на закрытых площадях //п. Термальный, 1995 - Фонды ФГУ ТФИ.
10. Непримеров Н.Н., Штанин А.В. Научно-исследовательская работа по теме: Гидродинамические и термические исследования Паратунского месторождения термальных вод // Казанский университет. 1970- Фонды ФГУ ТФИ.
11. Пашенко Л.Г. и др. Отчёт о результатах детальной разведки Северного, Нижнего и Среднего участков Паратунского месторождения термальных вод...(с подсчётом эксплуатационных запасов по состоянию на 25ноября 1968 г.) // г. Елизово.1968 - Фонды ФГУ ТФИ.

Conditions of water and heat recharge of the Mutnovsky production geothermal reservoir (Kamchatka, Russia)

Polyakov A.Y.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
pol@kscnet.ru*

Abstract

The Mutnovsky geothermal area is part of the Eastern Kamchatka active volcano belt. Mutnovsky, 80 kY old and an aging strato-volcano, acts as a magma and water injector into a 25-km-long North-Mutnovsky extension zone. The recharge from the Mutnovsky volcano crater glacier (+1500 to +1800 masl) through the Mutnovsky-3 funnel into the production geothermal reservoirs was confirmed by water isotopic (δD , $\delta^{18}O$) data of the production wells at an earlier stage of exploitation and sodium chloride hot springs in adjacent areas. There are indications of heavier isotopic water (local groundwater in the top) infiltration into the geothermal reservoir after 12 years of exploitation.

Modeling shows that the predicted power is sensitive to local meteoric water influx during exploitation TOUGH2-modeling estimates of the reservoir properties are as follows: the reservoir permeability is 90–600 $e^{-15} m^2$, the deep upflow recharge is 80 kg/s and the enthalpy is 1420 kJ/kg. Modeling was used to reproduce the history of the Mutnovsky (Dachny) reservoir exploitation since 1983 with an effective power of 48 MWe by 2016. Modeling also showed that the reservoir is capable of yielding 65–83 MWe of sustainable production until 2055, if additional production drilling in the SE part of the field is performed. This also provides an example of an active volcano feeding an adjacent hydrothermal system in case its activity is shifted from lava production on the surface to the injection of magma and surface water into the adjacent structures.

Modeling Studies of the Paratunsky geothermal field

Zhuravlev N.B.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
Zhuravlev-95@mail.ru*

Условия формирования Паратунских геотермальных месторождений и возможности интенсификации их эксплуатации

Н. Б. Журавлев

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
zhuravlev-95@mail.ru*

Аннотация

На основании TOUGH2-моделирования эксплуатации Паратунского геотермального месторождения обнаружена возможность увеличения интенсивности его эксплуатации с использованием погружных насосов.

Введение

Низкотемпературные геотермальные поля испытали десятилетия промышленного использования в Исландии, Венгрии, Китае, Турции, Франции, Германии, России и других странах. Это дало опыт изучения механизмов их формирования, в том числе условий подпитки тепла и воды в естественном состоянии и при эксплуатации, а также оценки потенциала возобновления ресурсов геотермальных месторождений [2].

Паратунское геотермальное месторождение находится в эксплуатации с 1964 г., в течение последних 50 лет эксплуатации извлечено более 320 млн т термальной воды с температурой 70-100 градусов, которая используется для теплоснабжения, бальнеологии и тепличного хозяйства [2]. Предполагается, что использование погружных насосов позволит нарастить суммарный водоотбор Паратунского геотермального месторождения до 1375 кг/с и обеспечить соседние города (Елизово, Вилючинск и Петропавловск-Камчатский, всего 242 000 жителей) централизованным теплоснабжением в течение следующих 25 лет.

Гидрогеологическая стратификация, условия формирования месторождения

По результатам разведочного бурения определено следующее гидрогеологическое строение месторождения[1]:

Верхняя граница представлена вмещающим резервуаром холодных грунтовых вод, который сложен аллювиальными песчаными и гравийно-галечными отложениями;

Кровлей геотермального резервуара являются нижнечетвертичные алевролиты с включениями мелкозернистых песчаников на глубине 40-180 м.

Продуктивный геотермальный резервуар представлен туфо-пирокластическими породами Паратунской свиты и характеризуется циркуляцией в трещиноватых вмещающих породах. Наличие верхнего водоупора обеспечивает избыточное давление и барьер для повышения конвективного потока термальных вод. Мощность геотермального продуктивного резервуара оценивается примерно в 1200 м.

Фундамент, представленный интрузивными породами, расположен ниже отметки 1200-1350 м.

Областью питания месторождения является структура Вилючинского вулкана (2173 м над уровнем моря) и возвышенности (выше 1000 м) в верхнем течении реки Карымшина (рис. 1). Холодная вода проходит через жерло вулкана и сквозь трещины в его фундаменте, достигая глубин 4-5 км. Затем вода перемещается и постепенно нагревается под воздействием локальных магматических систем до 80–100 °С. Благодаря избыточному давлению нагретая вода по ослабленным структурам поступает в продуктивный геотермальный резервуар [2].



Рисунок 1 – Модель геофильтрационной структуры Паратунского геотермального месторождения в поперечном сечении от вулкана Вилючинский до Паратунского геотермального месторождения. 1 – приток метеорных вод; 2 – продуктивные трещины месторождения.[2]

Термогидродинамическая модель Паратунского геотермального месторождения

Моделируемая область представлена призмой, которая частично совпадает с границами Паратунского грабена, и простирается на глубину 3000 м.

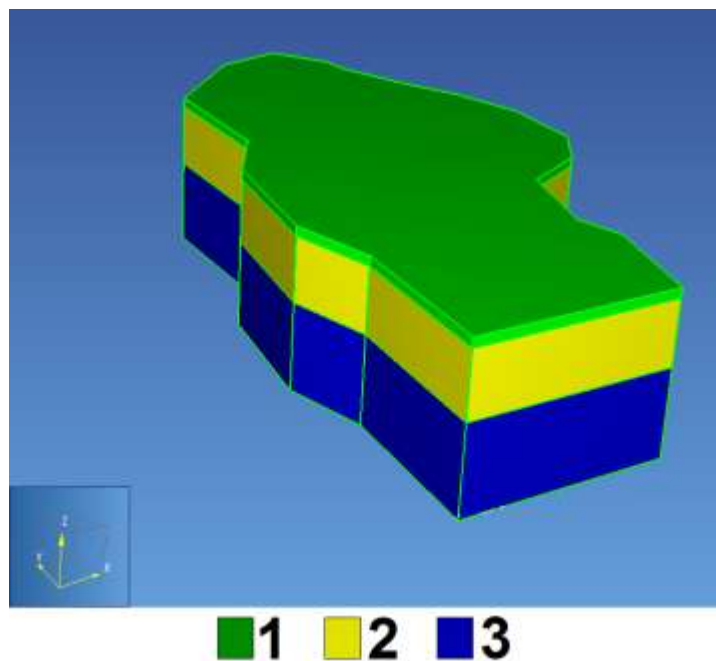


Рисунок 2 – Геометрия модели, вычислительная сетка. 1 — верхний (относительный) водоупор; 2 — продуктивный геотермальный резервуар; 3 — фундамент.

Геометрия модели, вычислительная сетка

Верхний (относительный) водоупор — холодный подземный водоносный горизонт (пески, гравий, галька) на основе нижнечетвертичных алевролитов. Слою 1 назначена общая вертикальная толщина 180 м в диапазоне высоты между -160 и +20 м над уровнем моря.

Продуктивный геотермальный резервуар и менее проницаемые породы - нижние четвертичные конгломераты с прослоями алевролитов и туфовых камней, туфовые конгломераты и туфы Алнейского ряда. Продуктивный резервуар ограничен геоизотермой 60° С при -750 м от уровня моря и обладает толщиной 1200 м. Вне продуктивного резервуара предполагается более низкая проницаемость.

Фундамент соответствует интрузивным и метаморфическим породам и присвоен в диапазоне высоты от -1360 до -3000 м от уровня моря. Области притока теплоносителя

соответствуют интрузивным и метаморфическим породам, назначенным в пределах данного модельного слоя.

В пределах моделируемой области заданы скважины, им присвоены табличные значения расходов, выраженные в среднемесячных показателях в период эксплуатации 1964-2014 годов.

Для оценки параметров геотермального резервуара до начала эксплуатации месторождения разработана модель естественного состояния. Условия давления и температуры, определенные на основе TOUGH2-моделирования естественного состояния, были использованы в качестве начальных условий эксплуатационной модели месторождения 1964-2014 гг.

Для моделирования насосной эксплуатации Паратунского геотермального месторождения с использованием погружных насосов в течение 25 лет была модифицирована существующая эксплуатационная модель: все существующие добычные скважины отключены, заданы 11 новых. Новым скважинам были заданы абс. отм. устья +20 м, забоя -2000 м. Продуктивные зоны заданы в диапазоне -960...-1160 м.

Было проведено три варианта моделирования с использованием погружных насосов со значениями постоянного расхода скважин, равными 75, 100, 125 кг/с. Таким образом, суммарный водоотбор составил 825, 1100 и 1375 кг/с соответственно. Остальные скважины на модели были выключены (расход задан равным нулю).

Прогноз термогидродинамического режима эксплуатации Паратунского геотермального месторождения с расходом водоотбора до 1350 кг/с на срок эксплуатации 25 лет

Для проведения моделирования были установлены следующие временные рамки прогона: время начала — 31 мая 2014 г. (этой дате соответствует время окончания прогона эксплуатационной модели 1964-2014 гг.), окончания — 1 января 2040 г. (2014 год + 25 лет). Из результатов моделирования следует, что в течение 25 лет насосной эксплуатации при максимальном расходе 125 кг/с давление в геотермальном резервуаре снизилось в среднем на 6-7 бар, температура — на 3-4°C (рис. 3).

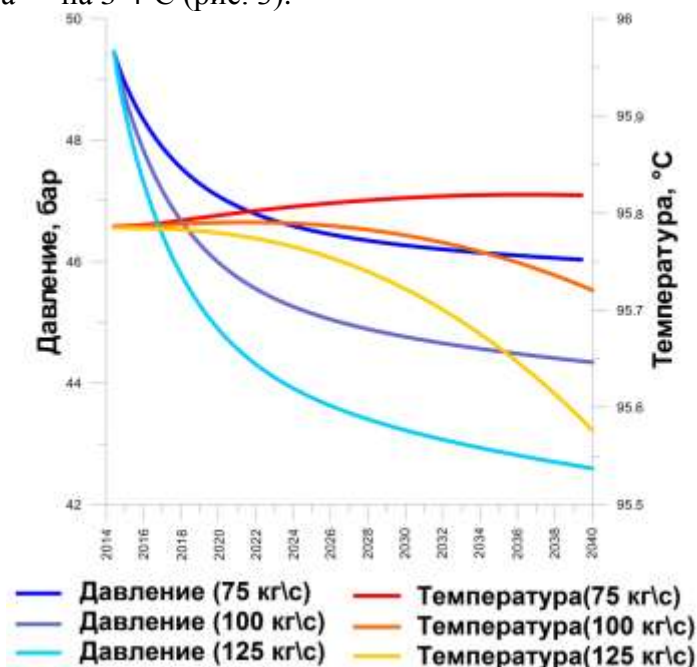


Рисунок 3 – Прогнозное изменение температуры и давления в скв. 39 при расходе водоотбора 75 кг/с, 100 кг/с, 125 кг/с.

Выводы

Разрабатываемая модель Паратунского геотермального месторождения представлена призмой, которая частично совпадает с границами Паратунского грабена, и простирается на глубину 3000 м от уровня моря.

Вертикальная структура модели представлена верхним водоупором, продуктивным резервуаром и фундаментом. На модели заданы притоки теплоносителя, условия разгрузки, скважины с привязанными к ним значениями расхода в период эксплуатации месторождения с 1964 по 2014 гг.

Для оценки параметров геотермального резервуара до начала эксплуатации месторождения разработана модель естественного состояния. Условия давления и температуры, определенные на основе TOUGH2-моделирования естественного состояния, были использованы в качестве начальных условий эксплуатационной модели месторождения 1964-2014 гг.

Проведено несколько вариантов моделирования с использованием погружных насосов на срок эксплуатации 25 лет. Из результатов моделирования следует, что в течение 25 лет предполагаемой насосной эксплуатации, позволяющей увеличить суммарный расход водоотбора с 256 кг/с до 1375 кг/с давление в продуктивном геотермальном резервуаре снизится в среднем на 6-7 бар, а температура — на 3-4°C.

Список литературы

1. Кирюхин А. В. Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 216 с.
2. A.V. Kiryukhin, L.A. Vorozheikina, P.O. Voronin, P.A. Kiryukhin. Thermal and permeability structure and recharge conditions of the low temperature Paratunsky geothermal reservoirs in Kamchatka, Russia // *Geothermics*. 2017. с. 47-61.

MECHANISM OF GEYSER FUNCTIONING AND CYCLICITY IN HYDROTHERMAL SYSTEMS

Modeling and Observations of the Geysers

Rychkova T.V.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
tvr62@mail.ru*

Abstract

The Geysers Valley hydrothermal system is hosted within a system of two permeable faults, located above a suggested partially melted magmatic body and recharged by meteoric water along the outcrops of rhyolite–dacite extrusions. Fast erosion is stimulating the significant discharge rate, the geyser's cycling mode and landslide events. Modeling of the natural state of the Geysers Valley hydrothermal system shows that steam accumulation below an inclined caprock may have hydrothermal eruption potential. Possible triggers of the Giant Landslide include the inclination of the sliding plane towards the Geysernaya river basin, a pressure increase in the fluid-magma system, hanging block saturation by water during spring flooding, hydrothermal alteration weakening of the sliding plane, and steam explosions.

The monitoring of the Velikan and Bolshoy Geysers after the catastrophic landslide on 3.06.2007 and before a mudflow on 3.01.2014 shows that the interval between eruptions (IBE) of the Bolshoy Geyser decreased from 108 to 63 min and that the IBE of the Velikan Geyser slowly declined over three years from 379 min to 335 min. The dilution of the chloride deep components of the Bolshoy (–23%) and Velikan Geysers (–12%) is also observed. A local TOUGH2 model of the Velikan Geyser is developed. This model is used to describe the transient thermal hydrodynamic and CO₂ changes in a Velikan Geyser conduit during the entire cycling process by using cyclic, time-dependent boundary mass flow conditions and a constant mass flow of water into the geyser at depth. This model also indicates a seepage element at the conduit's top to allow pre-eruptive discharge and a buffering isothermal reservoir below to compensate for pressure declines from major eruptions at earlier times. A reservoir model of shallow production geysers is also developed. This 2D model is used to describe changes in the thermal hydrodynamic state and evolving chloride concentrations in the areas of most prominent discharge, both at steady state and when perturbed by cold water injection from Podprudnoe Lake and other cold water sources (after 3.06.2007).

1941-2017 period of the Valley of Geysers monitoring (Kamchatka, Kronotsky Reserve) reveals: significant changes of IBE (interval between eruptions) and power of eruptions, chloride and other chemical components, and pre-eruption bottom temperature. Nevertheless, the total deep thermal water discharge remains relatively stable, thus all of the changes are caused by redistribution of the thermal discharge due to Giant Landslide of June 3, 2007, Mudflow of Jan. 3, 2014 and other events of geothermal caprock erosion and water injection into the geothermal reservoir. TOUGHREACT V.3 modeling of Velikan geyser chemical history confirms 20% dilution of deep recharge water and CO₂ components after 2014. Temperature logging in geysers Velikan and Bolshoy conduits shows pre-eruption temperatures below boiling at corresponding hydrostatic pressure, that means partial pressure of CO₂ creates gas-lift upflow conditions in geyser conduits.

Keywords: Geysers Valley, hydrothermal system, modeling, Giant Landslide, Velikan and Bolshoy Geysers.

Моделирование и исследование гейзеров

Рычкова Т. В.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
tvr62@mail.ru*

Аннотация

Формирование гидротермальной системы Долины Гейзеров происходит в пределах двух проницаемых зон разломов расположенных над предполагаемым частично расплавленным магматическим телом с областью водного питания метеорными водами вдоль обнажений риолит-дацитовых экструзий. Быстрая эрозия долины приводит к увеличению разгрузки гидротерм, циклическому режиму работы гейзеров и оползневым явлениям. Моделирование естественного состояния гидротермальной системы показывает, что формирование парового резервуара под наклонно залегающим водоупором, имеет потенциал гидротермального взрыва. Возможными триггерами катастрофического оползня являются уклон плоскости скольжения в сторону бассейна р. Гейзерная, повышение давления в магматической питающей системе, насыщение висячего блока водой во время весеннего паводка, гидротермальные изменения на плоскости скольжения и гидротермальный взрыв пара.

Мониторинг за гейзерами Великан и Большой после катастрофического оползня 3.06.2007 и до селевого потока 3.01.2014 года показывает, что интервал между извержениями гейзера Большого уменьшился с 108 до 63 минут и что интервал между извержениями гейзера Великана медленно сокращался в течение трех лет с 379 минут до 335 минут. Также наблюдается разбавление хлора как глубинной компоненты гейзеров Большого (-23%) и Великана (-12%). Эта модель используется для описания изменяющихся во времени термогидродинамических условий и условий CO₂ в канале гейзера Великан в течение всего циклического процесса, используя циклически изменяющиеся во времени граничные условия массового расхода и постоянный массовый приток воды в гейзер на глубине. Эта модель также указывает на просачивание в верхнем слое канала, чтобы обеспечить предэруптивную разгрузку (стадия излива) и буферный изотермальный резервуар внизу, для компенсации снижения давления от предыдущих крупных извержений. Разработана также модель неглубокозалегающего продуктивного гейзерного резервуара. Эта 2D-модель используется для описания изменений термогидродинамического состояния и эволюции концентрации хлора в зонах наиболее значимой разгрузки как в устойчивом состоянии гидротермальной системы, так и в состоянии инъекции из Подпрудного озера и из других источников холодной воды (после 3.06.2007).

За период мониторинга в Долине Гейзеров с 1941 по 2017 гг. установлены значительные изменения интервала между извержениями и мощность извержений, изменение содержания хлора и других химических элементов, извержение при заниженных температурах. Тем не менее, общая глубинная разгрузка остается относительно стабильной, и поэтому все изменения объясняются перераспределением теплового потока из-за Гигантского оползня 3 июня 2007 г., селевого потока 3 января 2014 г. и других событий, приведших к эрозии относительно водоупорного слоя и инъекции воды в геотермальный резервуар. TOUGHREACTV.3 химическое моделирование гейзера Великан подтверждает 20% -ное разбавление глубинных компонентов и CO₂ после 2014 года. Замеренные температуры в каналах гейзеров Великан и Большой показывают температуру предварительного извержения ниже температуры кипения при соответствующем гидростатическом давлении, что означает, что парциальное давление CO₂ создает условия газ-лифта в гейзерных каналах.

Ключевые слова: Долина Гейзеров, гидротермальная система, моделирование, катастрофический обвал-оползень, гейзеры Великан и Большой.

Mineral Composition of the Velikan Geysers (Geysers Valley, Kamchatka)

Sergeeva A.V.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
valraf2009@yandex.ru*

Фазовый состав отложений гейзера Великан (Долина Гейзеров, Камчатка)

Сергеева А.В.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
valraf2009@yandex.ru*

Аннотация

Исследован фазовый (минеральный) состав образца отложений гейзера Великан, расположенного в Долине Гейзеров (Камчатка). Образец, отобранный на устье гейзера, был исследован методами рентгеновской дифрактометрии (ShimadzuXRD 7000) и инфракрасной спектроскопии (IRAffinity).

Образец сложен рентгеноаморфным опалом с небольшим содержанием α -кварца. Профиль спектра поглощения образцов в области $3000 - 4000 \text{ см}^{-1}$ обнаруживает присутствие воды, характерной для морденита и гейландита, но в области валентных и деформационных колебаний тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ ($400 - 1200 \text{ см}^{-1}$) полосы опала полностью маскируют полосы поглощения цеолитов. На дифрактограмме обнаруживаются слабые рефлексы, относящиеся к гейландиту и мордениту, гало в диапазоне $15 - 35$ град. 2θ , связанное с наличием опала, интенсивный рефлекс α -кварца (011).

Основной фазой, формирующейся при разгрузке термальной воды гейзера, является опал, который по мере старения трансформируется в α -кварц. Образование цеолитов может происходить при выделении и кристаллизации геля соответствующего состава, наряду с независимым выделением опала, или при кристаллизации опала по схеме опал \rightarrow α -кварц + (морденит, гейланлит). Известно, что скорость роста цеолитов возрастает с концентрацией $[\text{OH}^-]$ [1], поэтому слабощелочная среда и высокая температура [2] создают благоприятные условия для формирования каркасных алюмосиликатов (гейландита и морденита).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект № 18-05-00052 и гранта РНФ № 16-17-10008.

Литература

1. Жданов С. П., Хвощев С. С., Самулевич Н. Н. Синтетические цеолиты. 1981. М.: Химия. 264 с.
2. Kiryukhin A. V., Rychkova T. V., Dubrovskaya I. K. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide // Applied Geochemistry. 2012. V. 27. p. 1753–1766.

Synthesis of initial Geological Data for the Purposes of Modeling of Exploitation of a Bolshe-Banny Geothermal Field: methods and results

Delemen I.F.

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk Kamchatsky 683006, Russia
delemen@kscnet.ru*

Abstract

The purpose of this study is all-inclusive interpretation and generalization of data on the structure of the Bolshe-Bannoe geothermal field, for constructing a conceptual 3D model of the geological structure of its reservoir. The obtained data can be used in assessing the quantitative geological parameters of the hydrothermal reservoir in computer modeling its exploitation.

The main method of conceptual modeling of the 3D structure of the reservoir is the field mapping of reservoir structure elements observed on the earth's surface.

The mapping of all detected zones of discharging of thermal waters, their types and temperatures was performed. Interpretation of the results was carried out taking into account the published and archival data on the geological structure of this geothermal field.

The results of our research as a whole do not contradict the previously developed models of the structure of the reservoir. The mapping of a large hummock and trough collapse body, that overlaps the alluvial sediments of the Bannaya River is performed. The spatial position and the ratio of disjunctive dislocations of different order: faults, ruptures and cracks are specified. In the central part of the geothermal field, there was discovered a previously unknown large active zone of expansion and subsidence elongated in a sublatitude direction.

Conclusions: The location of the zones of discharge of thermal waters onto the earth's surface is determined by the spatial ratio of ruptures that drain the reservoir and the overlapping on them collapse deposits. The extended sublatitude zone of tension and subsidence formed above the triggered part of the reservoir as it continued to exploitation.

Keywords: Bolshe-Banny geothermal field, hydrothermal reservoir, 3D geologic structure.

Синтез исходных геологических данных для целей моделирования эксплуатации Больше-банного геотермального месторождения: методы и результаты

Делемень И.Ф.

*Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, Пуйпа-9, Петропавловск-Камчатский 683006,
delemen@kscnet.ru*

Аннотация

Целью данного исследования является комплексная интерпретация и обобщение данных о строении Больше-Банного геотермального месторождения, для построения концептуальной 3D модели геологического строения его резервуара. Полученные данные могут быть использованы при оценке количественных геологических параметров гидротермального резервуара при компьютерном моделировании его эксплуатации.

Основной метод концептуального моделирования 3D структуры резервуара – полевое картирование элементов структуры резервуара, наблюдаемых на земной поверхности. Выполнено картирование всех выявленных зон разгрузки термальных вод, их типов и температур. Интерпретация результатов была проведена с учетом опубликованных и архивных данных о геологическом строении этого геотермального месторождения.

Результаты нашего исследования в целом не противоречат разработанным ранее моделям строения резервуара. Выполнено картирование крупного холмисто-западного обвального тела, которое перекрывает аллювиальные отложения реки Банная. Уточнены пространственное положение и соотношение дизъюнктивных нарушений различного порядка: разломов, разрывов и трещин. В центральной части геотермального поля была обнаружена не известная ранее крупная активная зона растяжения и просядок, вытянутая в субширотном направлении.

Вывод: Местоположение зон разгрузки термальных вод на земную поверхность определяется пространственным соотношением разрывных нарушений, которые дренируют резервуар, и перекрывших их обвальных отложений. Протяженная субширотная зона растяжения и просядок сформировалась над срабатываемой частью резервуара при его продолжающейся эксплуатации.

Ключевые слова: кепрок, почвенные газы, температура.

RESERVE PRESENTATIONS

Conceptual modeling of the geothermal waters in the continental rift zones of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey

Nevzat Özgür

*Suleyman Demirel University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, 32260
Çünür, Isparta
nevzatozgur@sdu.edu.tr*

Abstract

In western Anatolia, Turkey, the geothermal waters of Kızıldere, Bayındır, and Salihli represent excellent examples of geothermal waters. The meteoric waters in the drainage area percolate at fault zones and permeable clastic sediments into the reaction zone of the roof area of a magma chamber situated at a probable depth of up to 5 km. Here the meteoric fluids are heated by the cooling magmatic melt and ascend to the surface due to their lower density caused by convection cells. The volatile components of CO₂, SO₂, HCl, H₂S, HB, HF, and He that are released out of the magma reach the geothermal water reservoir where equilibrium between altered rocks, gas components, and fluids occurs. Finally, the geothermal waters ascend along tectonic zones of weakness at the continental rift zones of the Menderes Massif, forming hot springs, gases, and fumaroles. These fluids are characterized by high to medium CO₂, H₂S, and NaCl contents.

Keywords: Turkey, western Anatolia, Menderes Massif, continental rift zones, geothermal waters, conceptual modelling.

Introduction

In the Menderes Massif within the western Anatolia, the geothermal fields of Kızıldere, Bayındır and Kurşunlu located in the rift zones of the Büyük Menderes, the Küçük Menderes and the Gediz have been selected for geochemical investigations. The aim of this paper is to report on the hydrogeochemical and isotope geochemical features of the geothermal waters in the rift zones in combination with the origin and evolution of these waters and to design a hydrogeological model of the geothermal waters.

Geologic setting

The geothermal fields of Kızıldere, Bayındır and Kurşunlu are located in the rift zones of the Büyük Menderes, the Küçük Menderes and the Gediz within the Menderes Massif (Figure 1). This massif is one of the oldest basements in Turkey and consists of (i) gneiss-core surrounded by a schist and marble envelope and (ii) an intensely deformed volcano-sedimentary sequence with incipient HP/LT metamorphism. The geothermal field of Kızıldere consists of Paleozoic metamorphic rocks, such as gneisses, mica schists, quartzites and marbles of the İğdecik formation), and Late Miocene to Quaternary sediments of the the Kızılburun, Sazak, Kolonkaya and Tosunlar stratigraphic formations (Özgür, 1998). The geothermal field of Bayındır is located in the northern part of the rift zone of the Küçük Menderes. Quartzites, with a thickness of around 50-100 m, form the oldest rocks, with a well-developed fracture network, which is crucial for the circulation of the geothermal waters. The mica schists are impermeable and play an important role for the formation of a geothermal water reservoir in quartzites and marbles being an impermeable cap rocks and basement. The marbles occur as alternating layers in mica schists and have thicknesses from 10 to 200 m. These rocks show a good developed fracture system that is of major importance for the formation of geothermal waters. The geothermal fields of Kurşunlu and Çamurlu, located at Salihli in the rift zone of the Gediz, are composed of Permocarboneous metamorphic rocks, Miocene to Pliocene sedimentary rocks and Quaternary alluvium.

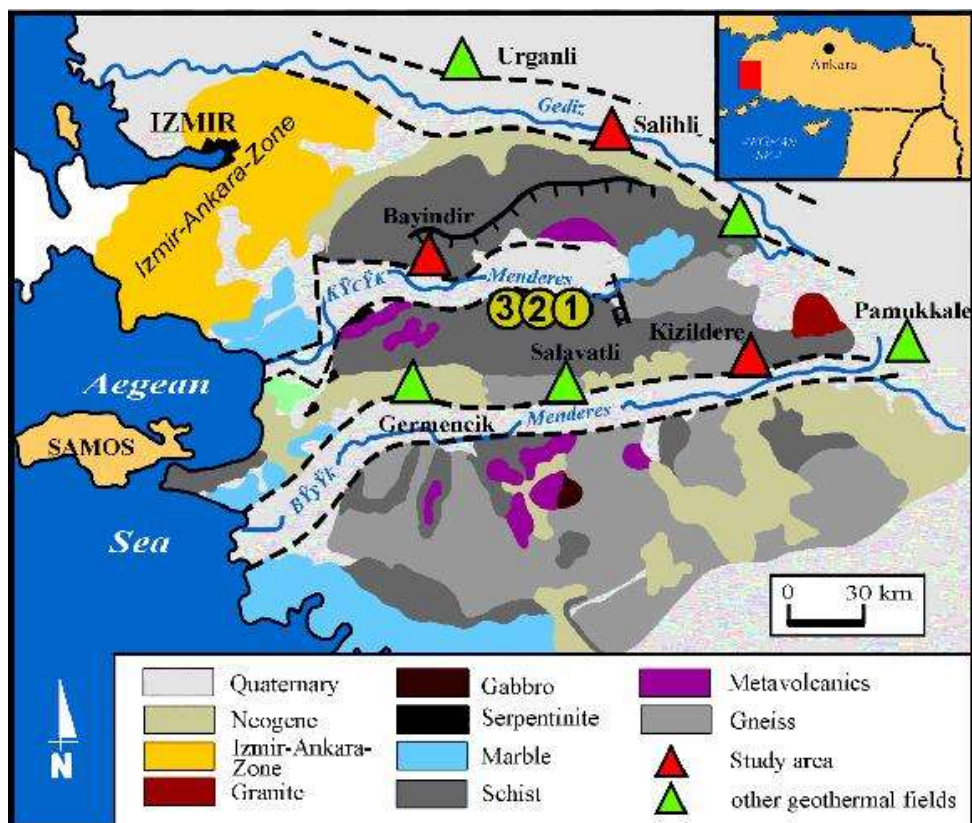


Figure 1 – Geotectonic development of the Menderes Massif and continental rift zones.
 1: Hg deposit of Halıköy, 2: Sb deposit of Emirli, 3: Au deposit of Küre (Özgür, 1998).

Hydrogeological and hydrogeochemical features

The drainage area of the geothermal field Kızıldere occupies an area of around 150 km². For geothermal waters discharged in channels, a rate of around 8 x 10⁶ m³/y was measured. The river of the Büyük Menderes begins as a karst spring at Dinar near Isparta and the discharge rate of the river ranges from around 15-20 m³/s in winter to 2 m³/s in summer. The geothermal waters of Kızıldere originate from two different reservoirs: the Sazak formation at depths of about 400 m and the İğdecik formation at depths from 1000 to 1242 m. The second reservoir forms the main resource for the exploitation of geothermal waters in Kızıldere and is formed by Paleozoic schists, quartzites and marbles. Reservoir temperatures lie in the range of 148 to 198 °C in the Sazak formation and in the range of 200 to 212 °C in the İğdecik formation. The gneisses occurring at greater depths form a third reservoir with temperatures from 250 to 260 °C. A lowering of the pressure in the reservoir is observed due to extreme production, being dependant on the lack of a reinjection well. Moreover, there is evidence for a shift of steam outlets downward the catchment and a distinct lateral movement of the steam outlets to the catchment area of the geothermal power plant has taken place. The lowering of the steam outlet level of about 100 to 150 m is due to a decrease of pressure of about 15 bar. The surface temperatures are 96-100 °C in Kızıldere and 37- 88 °C in environs. Groundwater flow in the drainage area of the geothermal field in Bayındır is southwards on the northern part of the rift zone of the Küçük Menderes in Bozdağ Horst, where the geothermal water reservoir is supplied by meteoric groundwater; thereby, the Ilıca creek plays an important role.

During the present study, 20 geothermal springs, 12 drill holes and 16 springs were collected in different seasons from 1992 up to now. Additionally, we have collected about two hundred rock samples (Giese, 1997; Özgür, 1998). Generally, the geothermal waters of Kızıldere, Bayındır and Salihli can be classified as Na-(SO₄)-HCO₃ type. The geothermal waters of Kızıldere, Tekkehamam and Babacık can be classified as Na-(SO₄)-HCO₃ type, whereas the geothermal waters of Pamukkale and Karahayıt show Ca-Mg-HCO₃ water type (Özgür, 1998). The origin of Na⁺ in the geothermal waters is linked to metamorphic rocks in the substratum, while carbonate rocks in the reservoir explain the origin for Ca²⁺ and Mg²⁺. The Na/K geothermometer gives a reservoir temperature of 220-248 °C in Kızıldere and 211-313 °C in environs. More specifically, the

geothermal waters of Kızıldere and environs are distinguished by (i) an enrichment of F^- , Si^{4+} and B^{3+} , (ii) an enhancement of trace metals such as As^{3+} and Sb^{3+} and (iii) a depletion of base metals in combination with Fe^{2+} and Mn^{2+} . According to such trends, the volatile components CO_2 , HS^- and NH_3 indicate a magmatic input; which could be conditionally confirmed by isotope analyses like $\delta^{11}B$. The geothermal waters in Kızıldere and environs have fluorine contents up to 35 mg/l. On the one hand, these high contents can indicate a magmatic origin of volatile components but on the other hand, the increasing value of fluorine in geothermal waters depends upon Ca^{2+} contents, because there must be a corresponding Ca^{2+} donor in the environment in order to release a corresponding amount of F^- . Otherwise, fluorine ions remain released, and the fluid is enriched with F^- . Depending upon temperature, fluorine and boron show a close correlation in geothermal waters of Kızıldere and environs (Özgür, 1998), such positive correlation is probably based on (i) interconnection of thermodynamic control processes and (ii) substitution of both elements in boron-bearing minerals. The geothermal waters of Kızıldere represent average Si^{4+} contents of 115 mg/l, solubility equilibrium of Si^{4+} depends upon the modification of amorphous silica, which allows high Si^{4+} concentrations. As the geothermal waste waters of the geothermal power plant of Kızıldere should be reinjected in order to supply the geothermal water reservoir constantly and remove agricultural danger for citrus fruits in the rift zone of the Büyük Menderes in view of environmental aspects, the precipitation of S^{14+} as precipitates represents a potential danger for the reinjection system as documented by thermodynamic and kinetic results (Giese, 1997). Thereby, Si^{4+} precipitates will occur in the reinjection well depending on time, with regard to ion strength of pH values and temperature (below 100 °C). The geothermal waters in Kızıldere have As values up to 1.08 mg/l and Sb values up to 0.21 mg/l. Depending upon temperature, these elements show a close correlation in geothermal waters which is the case in the rocks as well. The geothermal waters of Bayındır are distinguished by a temperature of 46°C, a pH value of 6.9, an Eh value of -94 mV, an average EC value of 1015 $\mu S/cm$ and an average TDS value of 1399 mg/l. They differ from the surface waters and groundwaters in respect to hydrogeochemical composition and standardization distinctly. In the geothermal fields of Salihli, there are five geothermal springs of Kurşunlu and Çamurlu and three production wells. Four of the geothermal springs are located in Kurşunlu with temperatures from 96 to 36 °C. One of them is situated in Çamurlu. The geothermal waters of Salihli are of Na-K- HCO_3 type, and Ca- HCO_3 type. In comparison to Kızıldere, the low contents of F^- , SO_4^{2-} , As^{3+} and Sb^{3+} and the high contents Mg^{2+} and Ca^{2+} in the geothermal waters of Salihli are distinctly conspicuous. The low contents of F^- can be correlated with increasing Ca^{2+} , because both elements in fluids can be precipitated as CaF_2 .

Isotope geochemistry

The geothermal waters of Kızıldere, Bayındır and Salihli can be classified as meteoric water due to the isotope ratio of $\delta^{18}O$ and δ^2H (Özgür, 1998). The 3H contents in geothermal waters are attributed to atmospheric and anthropogenic effects. They indicate that the geothermal waters of Bayındır and Salihli can be considered as mixing water. The geothermal waters of Kızıldere show scarcely any mixing of young groundwaters, because 3H contents are below the detection limit. The 3H isotopes in geothermal waters of Salihli show the existence of water mixing; therefore, the components of anions and cations are diluted in comparison to Kızıldere and occur in present concentrations. The ratios of $\delta^{13}C$ in groundwaters, mixed waters and geothermal waters reveal that the origin of CO_2 can be linked to magmatic activity by sub-volcanism in basement rocks and to reactions with carbonate rocks. CO_2 production in connection with carbonate rocks in the reservoir dilutes ^{14}C in geothermal waters, by which the age determination with ^{14}C is almost impossible.

Hydrogeological modelling of the geothermal waters in the Menderes Massif

In active geothermal fields of Kızıldere, Bayındır and Salihli, groundwater flow takes place in drainage areas from the upstream part of the watershed in horsts to lower places located around rift zones where the groundwaters ultimately reach the watercourse. The meteoric waters in the drainage area percolate at fault zones and through permeable clastic sediments into the reaction zone of a magma chamber situated at a probable depth of up to 5 km (Figure 2). Here, meteoric fluids are heated by the cooling magmatic melt and ascend to the surface due to their lower density,

caused by convection cells. The volatile components of CO_2 , SO_2 , HCl , H_2S , HF , and He out of the magma reach the geothermal water reservoir where equilibrium between altered rocks, gas components, and fluids occurs.

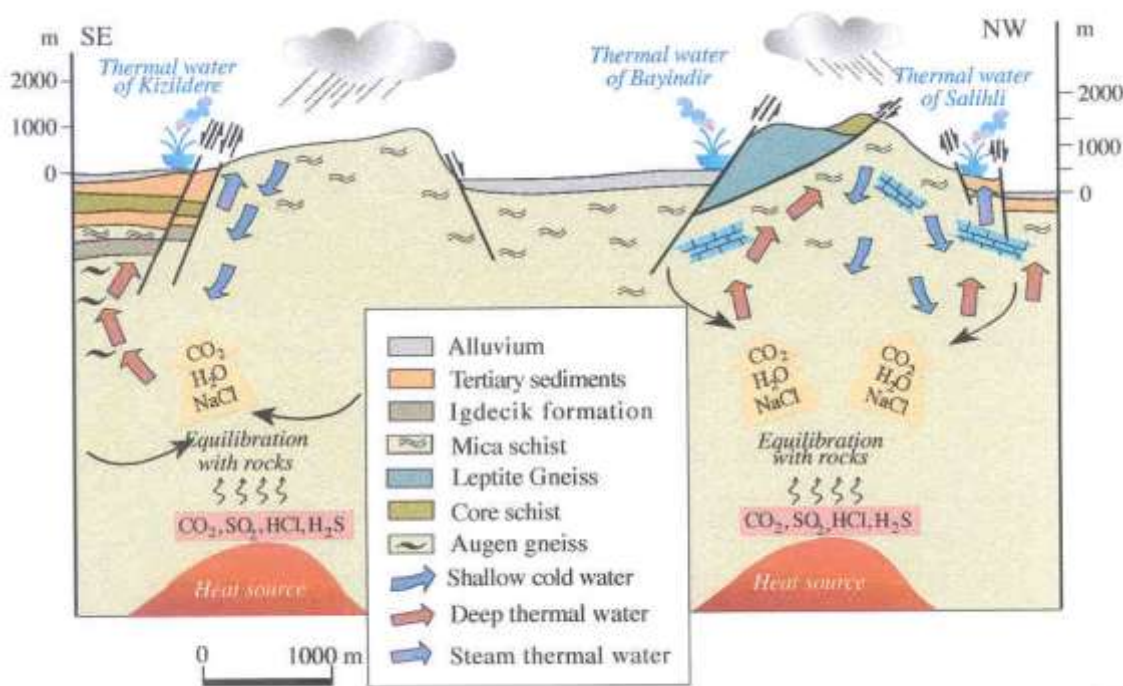


Figure 2 – Hydrogeological conceptual modelling of geothermal waters in the continental rift zones of the Menderes Massif (Özgür, 1998).

Thus, the geothermal waters ascend in the tectonic zones of weakness at the continental rift zones of the Menderes Massif in the form of hot springs, gases, and steams. These fluids are characterized by high to medium CO_2 , H_2S and NaCl contents. It is very important that the fluids indicate a reduced pH-neutral environment after equilibrium adjustment with hard rocks in the reaction zone, namely in the roof area of magma chamber. In superficial areas, i.e. beneath a depth of 550m in Kızıldere with a pressure of 50 to 100 bar, a temperature of 200 to 220 °C and a pH value of lesser than 5.0, fluids come to boiling by decrease of pressure; thereby, CO_2 and H_2S rich steams are split off from geothermal waters, which can lead to formation of sulfate-rich waters after condensation and surface oxidation (Özgür, 1998).

References

1. Giese, L., 1997, Geotechnische und umweltgeologische Aspekte bei der Förderung und Reinjektion von Thermalfluiden zur Nutzung geothermischer Energie am Beispiel des Geothermalfeldes Kizildere und des Umfeldes, W-Anatolien/Türkei. Ph.D. Thesis, Freie Universität Berlin, 201 p.
2. Özgür, N., 1998, Aktive und fossile Geothermalsysteme in den kontinentalen Riftzonen des Menderes-Massives, W-Anatolien/Türkei. Habilitationsschrift, Freie Universität Berlin, 171 p.

Author Index

B		M	
Beatriz Martínez Montesinos	31	Malik N.A.	18
Boldina S.V.	22		
Boris Kaus	31		
C		N	
Chernykh E.V.	26	Nevzat Özgür	59
Chubarova E.G.	22	Nikolaeva A.G.	13
D		O	
Delemen I.F.	57	Olaf Klarner	39
F		P	
Fedotov S.A.	40	Polyakov A.Y.	49
K		R	
Kalacheva E.G.	19	Romanov E.A.	35
Karpov G.A.	13	Rychkova T.V.	54
Kiryuhin A.V.	26		
Kiryukhin A.V.	5, 40	Sabine Klarner	39
Kopylova G.N.	22	Sergeeva A.V.	56
Korovina T.A.	35	Solomatin A.V.	40
Kropotova E.P.	35		
Kugaenko Y.A.	21	V	
L		Z	
Lemzikov M.V.	26	Volynets A.O.	21
Lemzikov V.K.	26	Voronin P.O.	20
		Vorozheikina L.A.	44
		Zhuravlev N.B.	50