КАМЧАТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В. БЕРИНГА
КАФЕДРА ГЕОГРАФИИ, ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН

ISBN 978-5-902-424-14-7

Исследования в области наук о Земле // Материалы XI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН 2013. 176 с.
В сборнике содержатся материалы, представленные в виде устных докладов на XI Региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», проходившей 26 ноября 2013 г. в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск- Камчатский). В сборник включены материалы 12 из 14 представленных на конференции и прошедших отбор докладов..

Материалы XI региональной
молодежной научной конференции
Исследования в области наук о Земле
26 ноября 2013 г.

Петропавловск-Камчатский, 2013

С О Д Е Р Ж А Н И Е

стр.

Андреева Е.Д., Кудаева Ш.С.

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА БАЛХАЧСКОГО РУДНОГО УЗЛА (КАМЧАТКА) 5

Яблокова Д.А., Зобенько О.А.

ПИРИТ РУДНОГО ПОЛЯ МАЛЕТОЙВАЯМ (КОРЯКИЯ) 19

Сергеева А.В., Назарова М.А.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРЯЗЕВЫХ КОТЛОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ 31

Шевченко А.В., Свирид И.Ю.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО КУПОЛА ВУЛКАНА МОЛОДОЙ ШИВЕЛУЧ 45

Свирид И.Ю., Шевченко А.В.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРАТЕРА ТРОИЦКОГО И ОЗЕРА ЗЕЛЕНОГО НА ВУЛКАНЕ МАЛЫЙ СЕМЯЧИК (КАМЧАТКА) 61

Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАУЖЕТСКОГО И НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ВЭЗ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) 77

Логинов В.А.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РАЙОНА ОЧАГА ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 97

Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А.

НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЕ НОВОЕ ТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ: ИСТОРИЯ ПОЯВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЕ 111

Арбугаева О.В.

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ НА ВУЛКАНЕ КИЗИМЕН, С ЦЕЛЬЮ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНФОРМАТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ИХ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СЕЛЕКЦИИ 125

стр.

Берсенева Н.Ю.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА ГОРЕЛЫЙ, КАМЧАТКА, ВО ВРЕМЯ ЕГО АКТИВИЗАЦИИ 2007-2013 гг. 141

Касимова В.А.

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НИЗКОЧАСТОТНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА ШИРОКОПОЛОСНЫХ СТАНЦИЯХ КАМЧАТКИ (ПО ДАННЫМ 2011-2013 гг.) 155

Павлова В.Ю.

VI ШКОЛА МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ “АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ЭНЕРГОРЕСУРСОВ” (23 – 26 СЕНТЯБРЯ 2013 г., г. МАХАЧКАЛА) 167

УДК 553.661.2

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА БАЛХАЧСКОГО РУДНОГО УЗЛА (КАМЧАТКА).

Андреева Е.Д.[1,2], Кудаева Ш.С.[2]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
[2] Камчатский Государственный Университет имени Витуса Беринга

Научный руководитель: к.г.-м.н. Округин В.М.

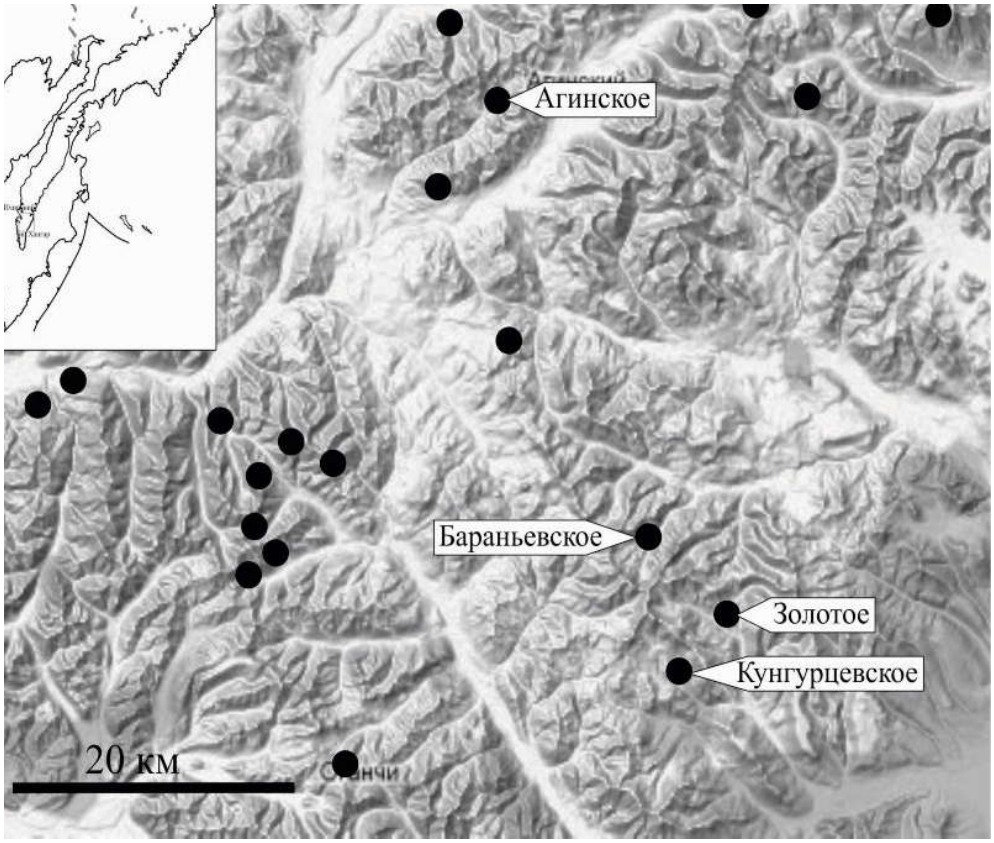
Балхачский золоторудный узел (четыре разновозрастных золото-серебряных месторождения - Кунгурцевское, Золотое, Бараньевское, Угловое) располагается в пределах вулканотектонической структуры Бахлач – одной из наиболее крупных и перспективных в Центрально-Камчатском вулканическом поясе. Самородное золото отличается разнообразием размеров, форм, микроструктуры, состава, структурной позиции, минералов, которые с ним ассоциируют, возраста и особенностей генезиса. Выделено два типа самородного золота – коренное и россыпное (делювиальное); первичное и вторичное (золото кварцевых друз и пустот); свободное и связанное; однородное (по своему химическому составу) и неоднородное. Пробность варьирует в пределах 430-940.

Ключевые слова: самородное золото, типоморфизм, Камчатка, делювиальная россыпь.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование типоморфных особенностей самородного золота играет важную роль в понимании условий рудообразования [4,5,8]. Оно необходимо для решения как фундаментальных, так и прикладных задач рудной геологии. К фундаментальным задачам относятся - физико-химические параметры рудообразующей среды, процессы переноса, отложения и концентрирования золота в земной коре. В практической геологии они используются в качестве одного из критериев при оценке геохимической специализации рудных районов, типизации конкретных рудных объектов, коренных источников и россыпеобразующих формаций.

Балхачский золоторудный узел, который объединяет не менее четырех разновозрастных эпитермальных золото-серебряных месторож-дений (Кунгурцевское, Золотое, Бараньевское, Угловое), ряд рудопро-явлений и


Агинское
Бараньевское
Золотое
Кунгурцевское
20 км

В данной работе приводятся результаты изучения типоморфных особенностей самородного золота этого золоторудного узла, такие как размеры, форма, микроморфология, микроструктура, химический состав, минеральные ассоциации и некоторые С-Р-Т (концентрация – давление – температура) параметры минералообразующих растворов. В основу типизации самородного золота по его составу (пробности) положены работы Н.В. Петровской и Л.Н. Николаевой и др. [4,5,8].

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Эпитермальные золото-серебряные месторождения Балхачского золоторудного узла неравномерно распределены на площади вулканотектонической структуры (ВТС) Балхач. Она располагается в пределах Центрально-Камчатского наложенного олигоцен-плейстоценового вулканоплутонического пояса [3]. В геолого-экономическом отношении золоторудный узел входит в число наиболее перспективных объектов Центрально-Камчатского горнорудного района (рис. 1). Балхачская ВТС имеет округлые очертания и трассируется внешними кольцевыми разломами. Рудные месторождения локализуются по периферии разновозрастных, в разной степени эродированных, вулканических построек. Вмещающими породами выступают миоценовые вулканиты андезитового, андезибазальтового состава, их туфы, относимые к кимитинскому комплексу. Интрузивные образования ВТС представлены субвулканическими андезитами, андезибазальтами и диоритами.

Жильные зоны месторождений Балхачского золоторудного узла сложены кварцем разной степени кристалличности (от криптозернистого опаловидного и халцедоноподобного до мелкозернистого друзовидного), карбонатами (от кальцита до кутнаита), адуляром, серицитом и глинистыми смешаннослойными минералами (смектит-хлорит). Для месторождений

методом K-Ar датирования получены следующие данные: Кунгурцевское – 21 млн. лет, Золотое – 17 млн. лет и Бараньевское – 3-2 млн. лет [6,7].

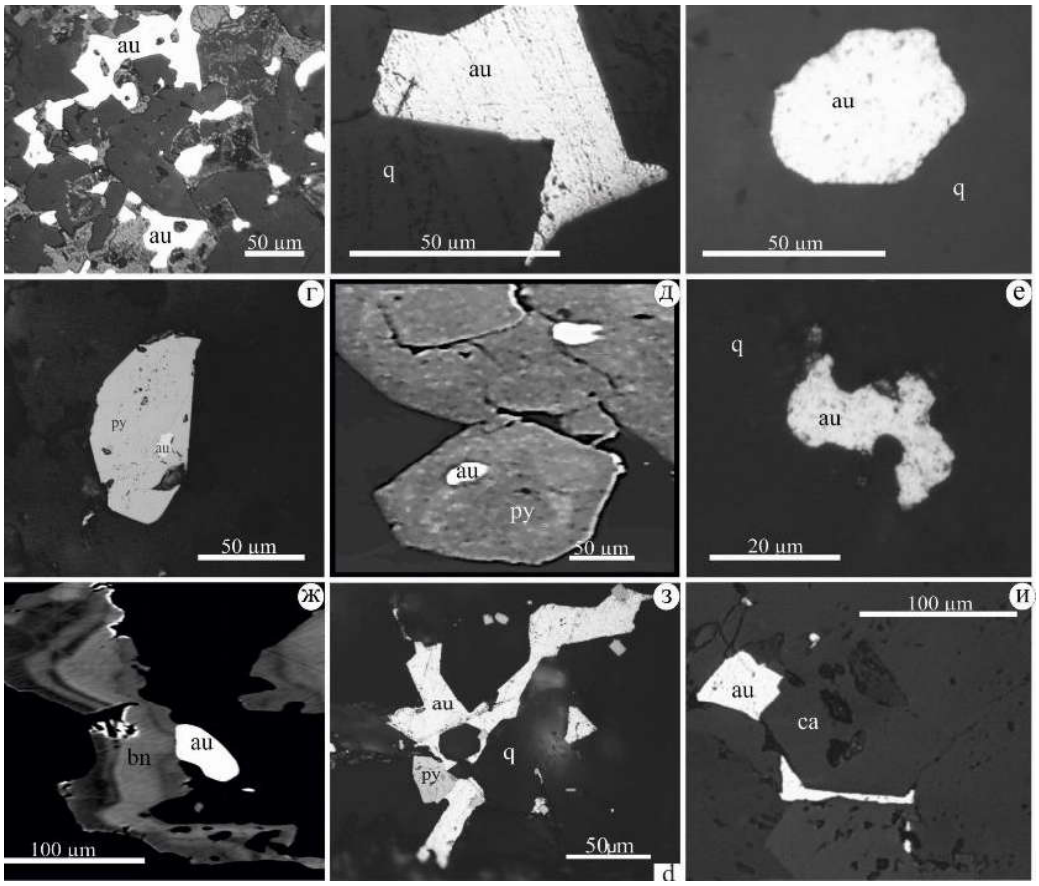
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения типоморфных особенностей самородного золота было отобрано более 50 представительных образцов жильной массы и около 80 шлихов. В лабораторных условиях образцы были подготовлены к различным видам химико-аналитических исследований.

В отраженном свете с помощью современных прецизионных стерео- и поляризационных микроскопов Discovery V 12, Axioskop-40, Axioplan 2 imaging (Carl Zeiss, Германия), оборудованных автоматическими системами для фотодокументации, были охарактеризованы размеры, морфология, оптические свойства, минеральные ассоциации и структурная позиция самородного золота. Химический состав, спектр и особенности распределения элементов-примесей, микроморфология и микроструктура, детальная диагностика минералов золотоносных ассоциаций определялись методами локального рентгеноспектрального с электронным зондом микроанализа (автоматизированная система Камебакс) и сканирующей аналитической электронной микроскопии (SEM Tescan Vega 3LMH с X-max 80). Оценка C-P-T параметров гидротермальных минерало-образующих растворов осуществлялась методами термобарогеохимии газово-жидких включений (оптико-электронная специализированная система Linkam-600). Выполнено более 400 микрозондовых анализов, до 100 измерений температур криометрии и гомогенизации газово-жидких включений.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Кунгурцевское месторождение. В рудах Кунгурцевского месторождения самородное золото образует: - кокарды вокруг обломков вмещающих пород в гидротермальных брек-чиях; - рассеянно в кварц-глинистой жильной массе. По морфологии выде-ляются зерна простой комковатой и интерстициальной разновидностей (рис. 2а-в).


au
au
50 μm
au
q
50 μm
au
q
50 μm
г
py
au
50 μm
д
au
py
50 μm
е
q
au
20 μm
ж
bn
au
100 μm
з
au
q
py
50μm
d
100 μm
и
au
ca

родного строения по своему химическому составу (гомогенное). Его пробность меняется от 800 до 920 (табл. 1, рис. 3).

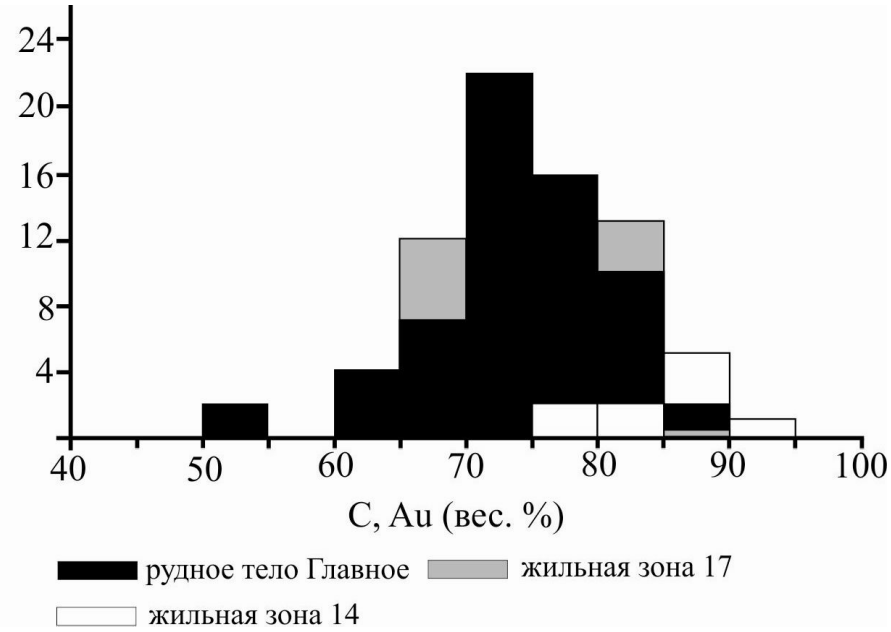


Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы самородного золота Балхачского золоторудного узла

Название	Тип руд	Весовые %			Атомные %	
		Au	Ag	∑	Au	Ag
Кунгурцевское	Рудное тело Главное	82,20	18,41	100,60	70,98	29,02
		81,77	18,48	100,25	70,78	29,22
		81,83	18,66	100,49	70,63	29,37
	Жильная зона № 17	83,22	16,77	99,99	73,10	26,90
		84,03	15,97	100,00	74,24	25,76
		84,46	15,54	100,00	74,85	15,15
	Жильная зона № 14	80,84	19,16	100,00	69,80	30,20
		89,95	10,47	100,42	82,41	17,59
		90,50	10,04	100,54	83,31	16,69
		91,78	8,22	100,00	85,95	14,05
Золотое		75,35	24,94	100,31	62,3	37,66
		77,73	21,48	99,21	66,47	33,53
		75,99	24,01	100,00	63,41	36,59
		78,61	21,39	100,00	66,81	33,19
		78,17	22,1	100,27	65,95	34,05
		88,23	11,77	100,00	80,41	19,59
		89,03	11,60	100,63	80,78	19,22
		90,72	9,27	99,99	84,27	15,73
		90,01	9,36	99,37	84,04	15,96
		90,32	8,96	99,28	84,66	15,34
Бараньевское	Au-Ag комплекс	80,55	19,10	99,65	69,79	30,21
		80,60	19,40	100,00	69,47	30,53
		81,69	18,30	99,99	70,97	29,03
		82,00	18,68	100,68	70,63	29,37
		82,51	17,96	100,47	71,55	28,45
	Штокверк	79,15	18,74	97,89	69,81	30,19
		80,35	18,79	99,14	79,08	29,93
		78,57	18,86	97,43	69,52	30,48
		79,48	18,72	98,20	69,92	30,08
		79,17	18,65	97,82	69,93	30,07
	Карбонатные руды	78,87	20,00	98,87	68,76	31,24
		79,76	20,43	100,19	68,85	31,25
		79,33	20,67	100,00	68,44	31,56
		80,89	19,40	100,29	69,84	30,16
		80,73	19,71	100,45	69,42	30,58
	Золото метасоматитов и делювия	78,75	18,67	97,42	69,79	30,21
		79,95	20,05	100,00	68,59	31,41
		80,90	18,17	99,07	70,92	29,08
		81,95	18,08	100,03	71,28	28,72
		94.15	6, 18	100,33	89,29	10,71
	Медные руды	76,84	23,16	100,00	65,50	34,50
		42,90	57,10	100,00	59,21	40,79
		84,24	15,86	100,08	72,24	27,76

Бараньевское месторождение. Система жильных зон Бараньевское месторождения, в отличие от ранее описанных месторождений, сложена различными по морфологии и минеральному составу рудными образованиями. Различают стволовую жилу медного состава, кварц-карбонат-адуляровые и карбонатные жилы выполнения и кварц-карбонат-адуляровый штокверк. Присутствие золота отмечается во всех разновидностях рудных тел. Кроме того часть золота отлагалась в пустотах метасоматитов, выполненных призматическими кристаллами кварца. Вымытые поверхностными водами золотины концен-трируются в делювиальных россыпях вблизи коренных рудных тел.

В медных рудах золото - редко встречающийся минерал. В основном, оно образует включения в раннем катаклазированном пирите и халькопирите. В минералах более поздней халькопирит-борнит-тетраэдрит-теннантитовой ассоциации золото присутствует в виде единичных округлых включений в тетраэдрите (рис. 1 ж). Оно представлено электрумом при вариациях концентраций Ag 24-58 % (табл. 1).

В кварц-карбонат-адуляровых рудах золото самый распространенный минерал. Оно свободно рассеянно в жильном материале, а также образует многочисленные срастания с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и гесситом. Размеры зерен меняются от 30 до 200 μm. Золото двух видов: средней пробности и низкопробное (электрум). Кон-центрации Au в золоте составляют 80-82 % (табл. 1, рис. 5).

В рудах кварц-карбонат-адулярового штокверка золото присутствует как в свободной форме, так и в связанном виде, образуя срастания с сульфидами и теллуридами (рис. 2з). Пирит, ассоциирующий с золотом, отличается неоднородным строением по своему химическому составу за счет аномального концентрирования мышьяка в отдельных зонах (As до 3 %). По составу золото отвечает средней пробности с концентрациями Au 78-80 % (табл. 1, рис. 5).

В карбонатных рудах золото характеризуется интерстициальной формой выделения, выполняя всевозможные свободные пространства между кристаллами кварца и кальцита (рис. 2и). Размеры зерен составляют порядка 200 μm. Золото средней пробности. Концентрации Au составляют 78-80 % (табл. 1, рис. 5).

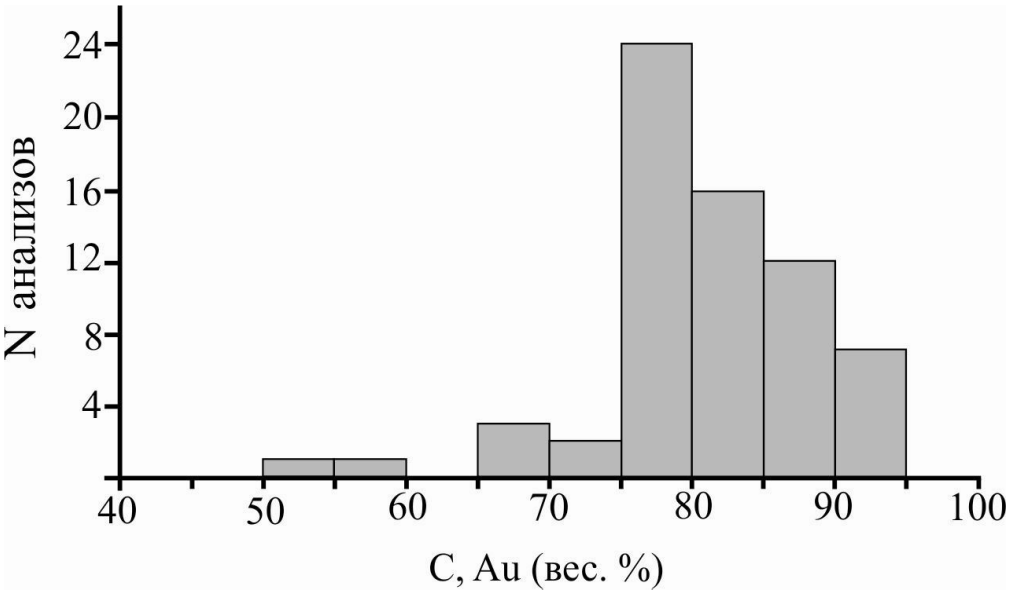
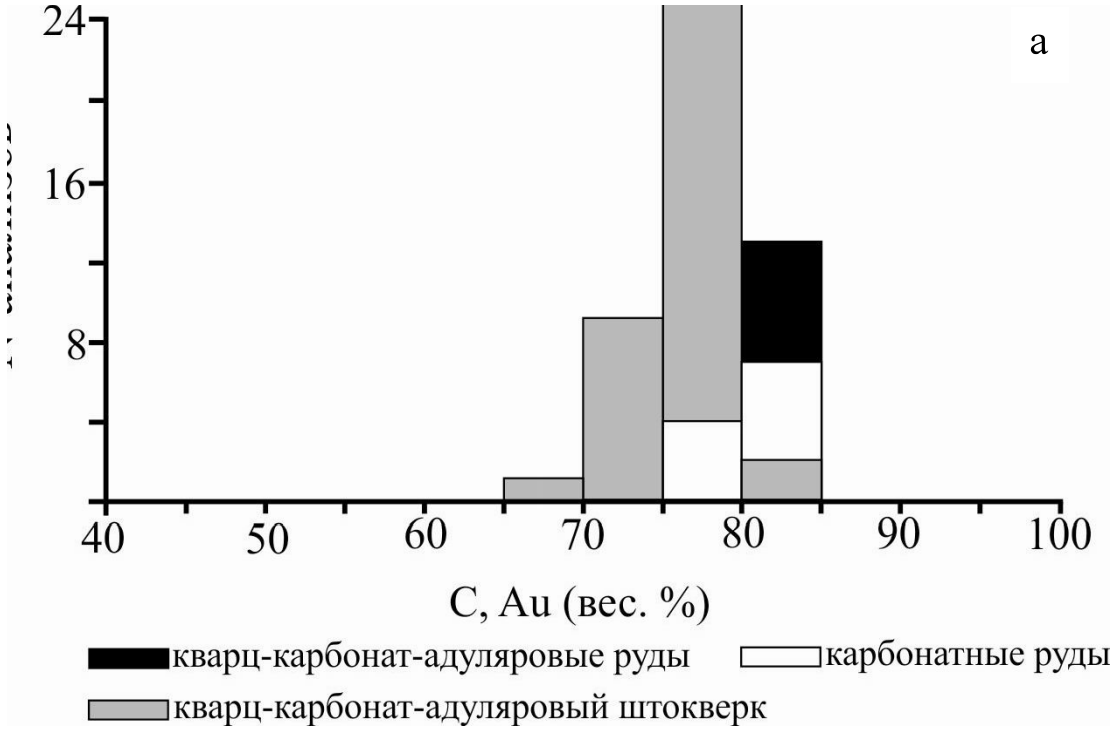


Рис. 4. Гистограммы вариаций значений Au в самородном золоте месторождения Золотое.

В пустотах метасоматитов золото ассоциирует с кварцем, для которого характерна призматическая форма кристаллов (своеобразные кварцевые микродрузы). По морфологии золотины делятся на лентовидные, одиночные идиоморфные кристаллы, дендритовидные агрегаты и их срастания. Размеры лент, дендритовидных агрегатов меняются от первых мм до нескольких см. Золото представлено электрумом и самородным золотом средней пробности. Под воздействием различных факторов золотины осыпаются с кварцевых щеток и концентрируются вблизи, образуя делювиальные россыпи. Золото таких россыпей, практически, неотличимо от золота коренного источника (кварцевые щетки и пустоты). В отдельных случаях некоторые золотины несут следы механических деформаций, выра-

женные, прежде всего, в легком изменении внешнего облика (упрощение морфологии краевых



частей зерен, смятие и царапины на поверхности). У единичных золотин были обнаружены высокопробные каймы (Au до 94 %, табл. 1). Концентрации Au в золотинах варьируют в узком интервале - 78-81 % (табл. 1, рис. 5). Температуры гомогенизации меняются в широких пределах 190-310 °С.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены результаты изучения типоморфных особенностей самородного золота эпитермальных разновозрастных золото-серебряных месторождений Балхачского золотрудного рудного узла

По своему химическому составу самородное золото подразделяется на высокопробное, средней пробности, низкопробное и, гораздо реже, встречается электрум.

Оно не содержит каких-либо элементов-примесей, кроме серебра и не обнаруживает явных признаков неоднородного строения по своему химическому составу.

Самородное золото месторождения Кунгурцевского (возраст 21 млн. лет) характеризуется мелкими размерами и простой морфологией (комковатые, интерстициальные выделения. По составу это высокопробное и средней пробности золото. Отложение самородного золотата и сопутствующих минералов происходило из разбавленных гидротермальных растворов с температурой 130-260 °С.

Золото месторождения Золотое (возраст 17 млн. лет) также характеризуется весьма мелкими размерами и ассоциирует с сульфидами и сульфосолями. Кристаллы имеют угнетенную форму. Золото высокопробное и средней пробности. Температуры растворов варьируют в пределах 140-280 °С.

В Бараньевском месторождении (возраст 2-3 млн. лет) золото концентрируется в различных типах руд. Размеры меняются от весьма мелких (несколько микрон) в кварц-карбонат-адуляровых рудах до крупных в карбонатных рудах. Золото представлено электрумом и низкопробным само-

родным золотом. В медных рудах был диагностирован только электрум. Температуры гомогенизации газово-жидких включений составили 190-310 □С.

В сравнении с другими эпитермальными золото-серебряными месторождениями Тихоокеанского кольца месторождения Центральной Камчатки характеризуется наиболее высокопробным золотом [9, 10, 11].

За помощь в проведение исследований, предоставление каменного и фактического материала авторы благодарят сотрудников компании ООО «Золото Камчатки Эксплорейшн». Отдельное спасибо научному руководителю В.М. Округину за постановку научной проблемы, постоян-ное внимание и непосредственное участие в проведении исследований. Авторы выражают благодарность сотрудниками лаборатории вулкано-генного рудообразования, без которых успешное выполнение исследо-ваний было бы невозможным: В.М Чубарову., Т.М. Философовой и С.В. Москалевой, В.В. Куликову и С.В. Полушину. Особая благодарность Р.Н. Куликовой за подготовку высококачественных плоскопараллельных препаратов для термобарогеохимических исследо-ваний.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 гг. и гранта ДВО РАН № 13-III-B-08-189.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Е.Д., Буханова Д.С.* О температурном режиме формирования неогеновых золото-серебряных месторождений Центральной Камчатки // Сборник трудов III Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». - Черноголовка. – 2012. –С. 5-7.
2. *Андреева Е.Д., Яблокова Д.А.* Первые результаты применения рамановской спектроскопии для изучения эпитермальных месторождений Камчатки // Материалы XII региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». – Петропавловск-Камчатский. – 2013. – С. 5-15.
3. *Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М.* Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка) // Отечеств. геология. - 2010. -№ 4. - С. 15-22.
4. *Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В.* Самородное золото рудных и россыпных месторождений России - М.: ЦНИГРИ. – 2003. – 185с.
5. *Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В.* Типоморфизм самородного золота - М.: ЦНИГРИ. – 2003. – 70с.
6. *Округин В.М., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Савва Н.Е., Андреева Е.Д., Ким А.У., Шишканова К.О., Матсуеда Х., Оно Ш., Такахаши Р., Ватанабе К., Имаи А.* К проблеме источников вещества и воды эпитермальных месторождений Северо-Востока России и Японии // Материалы IV симпозиума по вулканологии и сейсмологии «Вулканизм и Геодинамика». - Петропавловск-Камчатский.- 2009. –Т.2. - С.790.
7. *Округин В.М., Андреева Е.Д., Ким А.У., Пузанков И.М., Шишканова К.О., Матсуеда Х., Оно Ш., Такахаши Р., Ватанабе К.* Вулканогенные гидротермальные месторождения зоны перехода континент-океан (Камчатка, Япония) // Материалы XXI Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика В.И. Смирнова «Фундаментальные проблемы геологии месторождения и металлогении». – Москва. – 2010.- С.47-49 .
8. *Петровская Н.В.* Самородное золото. - М.: Наука. - 1973. - 348с.
9. *Shikazono N.* Au/Ag to6tal production ratio and Au-Ag minerals from vein-type and disseminated-type deposits in Japan // Min. Geol. -1986. – №36. - P. 411-424.
10. *Shikazono N.*, and Shimizu M. The Ag/Au ratio of native gold and electrum and the geochemical environment of gold vein deposits in Japan // Mineral. Deposita. – 1987. №22. – P. 309-319.
11. *Shikazono N.* Native gold // Tokyo University Bul. – 1988. – №31-33. - P. 1-88.

TYPOMORPHIC CHARACTERISTICS OF NATIVE GOLD FROM THE BALKHACH GOLD KNOT

***E.D. Andreeva*[1,2], *Sh. S. Kudaeva*[2]**

[1]*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS*
[2]*Vitus Bering Kamchatka State University*

The Balkhach ore knot units different age gold-silver Kungurcevskoe, Zolotoe and Baranevskoe deposits, which are randomly occurred within the volcanic-tectonic structure Balkhach at the Central Kamchatka mining district. The native gold is occurred in quartz-carbonate-adularia-gold-silver ores, carbonate ores, and copper ores, also in cavity of the metosomatites and diluvium. Gold of ores is tiny in size with diversity of crystal shapes. It is associated with sulfides and sulfosalts. The Au content is varying from 43 to 91 %. Gold occurring in cavities of metosamatities and diluvium is characterized by larger size and crystal of free growth. The Au content in this gold is ranging from 78-81 %. Some of gold is displaying increasing of Au content from core to rim of the gold grain.

УДК 553.661.2

ПИРИТ РУДНОГО ПОЛЯ МАЛЕТОЙВАЯМ (КОРЯКИЯ)

Яблокова Д.А.[1,2], Зобенько О.А.[1]

[1]Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Научный руководитель: к.г.-м.н. В.М. Округин

С применением современных минералого-геохимических и физико-химических методов исследований изучены для пирита рудного поля Малетойваям такие типоморфные особенности как размеры, морфология и микроструктура, химический состав и распределение элементов-примесей, минеральные ассоциации в которых он участвует.

Ключевые слова: пирит, рудное поле Малетойваям, элементы-примеси, типоморфизм, Камчатка

ВВЕДЕНИЕ

Под типоморфизмом понимают способности минеральных индивидов, агрегатов и ассоциаций отражать в характерных особенностях своего химического состава, морфологии, структурно-текстурного облика, кристаллического строения, кристаллохимии, физических свойств, геохимических систем включений различные геологические и физико-химические условия тех процессов минерало- и рудообразования, которые привели к их появлению [9].

Пирит – один из самых распространенных в природе минералов. Он образуется в самых разнообразных условиях - от эндогенных магматических до экзогенных осадочных, что позволяет применять его в качестве своеобразного индикатора (минерального трассера) для выявления не только формационной принадлежности, но и физико-химических условий процессов минерало- и рудообразования, в которых он участвует. Поэтому его типоморфные особенности используются в качестве одного из минералого-геохимических критериев при поисках и для оценки перспективности рудоносности конкретных территорий.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РУДНОМ ПОЛЕ МАЛЕТОЙВАЯМ

Рудное поле объединяет рудопроявления Юбилейное, Юго-Западное, Гичинг и располагаются в юго-западной части Корякского нагорья (рис. 1).

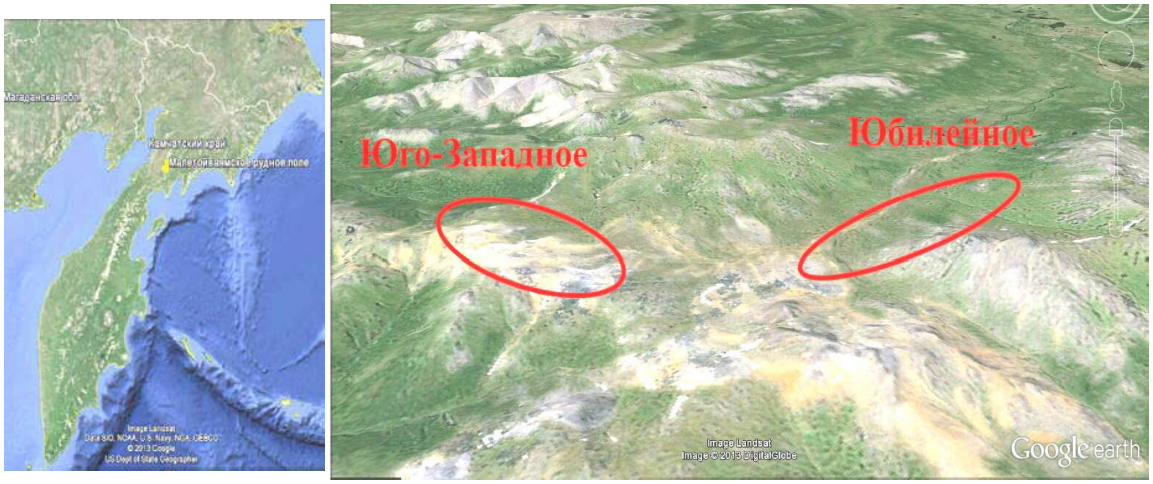


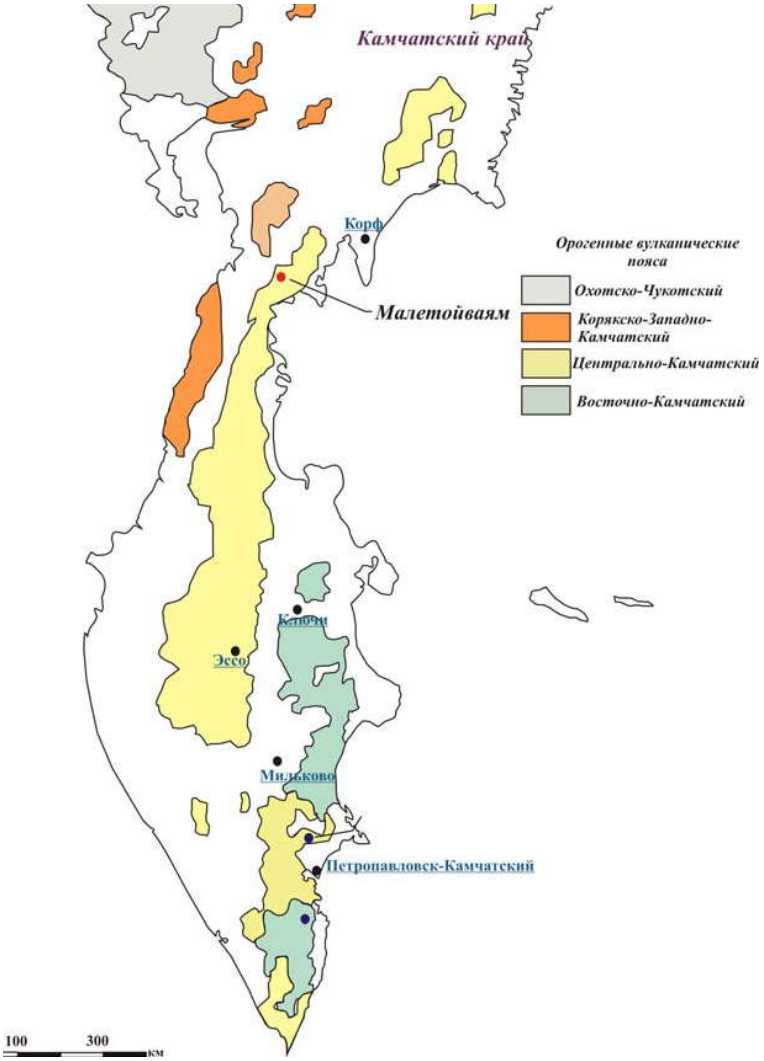
Рис. 1. Местоположение рудного поля Малетойваям.

По мнению ряда исследователей золото-серебряная минерализация рудного поля относится к эпитермальной типа HS [1,2,5,6,8]. Месторождения типа «high sulfidation» (HS) характеризуются наличием интенсивно выщелоченных пород и сопровождаются каолинизацией, алунитизацией и окварцеванием. В центральных частях таких зон могут находиться кварц-алунитовые жилы с мощностью до 40 м.

В структурном плане названный рудный объект приурочен к одноименной вулканотектонической структуре, тяготеющей к северному замыканию Центрально-Камчатского наложенного вулканоплутонического пояса (рис. 2,3).

В геологическом строении рудного поля (рис. 3) принимают участие: - стратифицированные эффузивно-пирокластические и лагунно-осадочные угленосные отложения нижневетроваямской толщи (поздний миоцен - плиоцен); - эффузивы верхневетроваямской толщи (плиоцен - ранний плейстоцен); - субвулканические, возможно, интрузивные - диориты, дио-

ритовые порфириты (поздний миоцен - плиоцен); - экструзивные купола андезитов, дацитов, липарито-дацитов (плиоцен - ранний плейстоцен); - рыхлые четвертичные отложения [4,5,8].



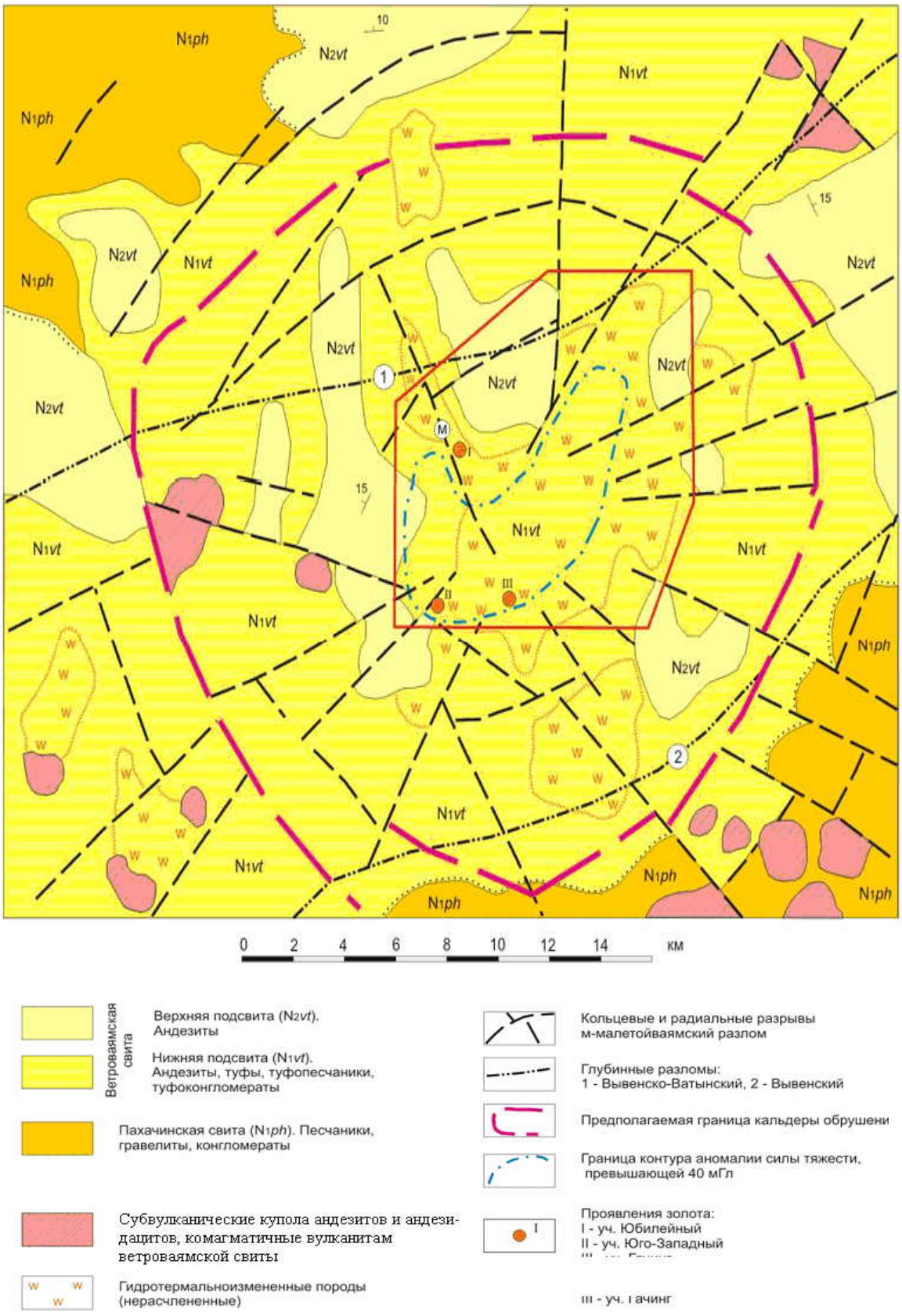


Рис. 3. Геолого-структурная схема Малетойваямской вулканотектонической структуры [4].

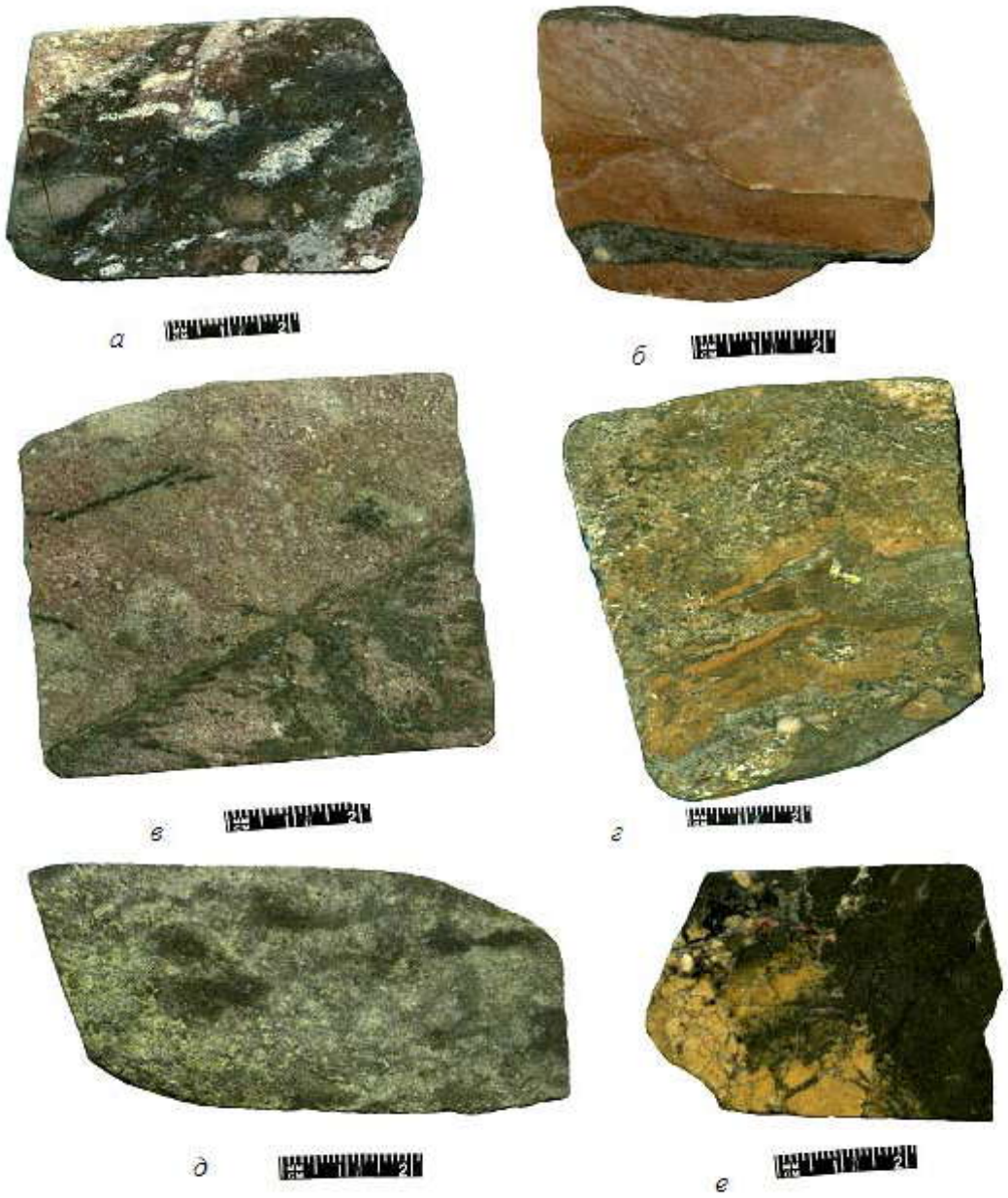


Рис. 4. Комбинированные текстуры рудопроявления Юбилейное: *а* – гнездово-вкрапленная с брекчиевидной; *б* – массивная с прожилковой; *в* – вкрапленная с элементами прожилковой; *г* – вкрапленная с полосчато-брекчиевой; *д* – сочетание массивной с гнездово-вкрапленной; е – брекчиевая с вкрапленной. Полированные штуфы.

Среди структур наиболее распространены идиоморфная, криптозернистая, катакластическая и структуры гипогенных краевых каемок (рис. 5). Катакластическая - дробление зерен пирита с последующим залечиванием микротрещин кварцем, алунитом. Структуры эндогенных краевых каемок - одни из наиболее оригинальных. Они впечатляют изяществом строения и

взаимоотношений агрегатов пирита. Относительно крупные (первые мм) зерна пирита окаймлены кружевами криптозернистого дисульфида железа и нерудных минералов [2].

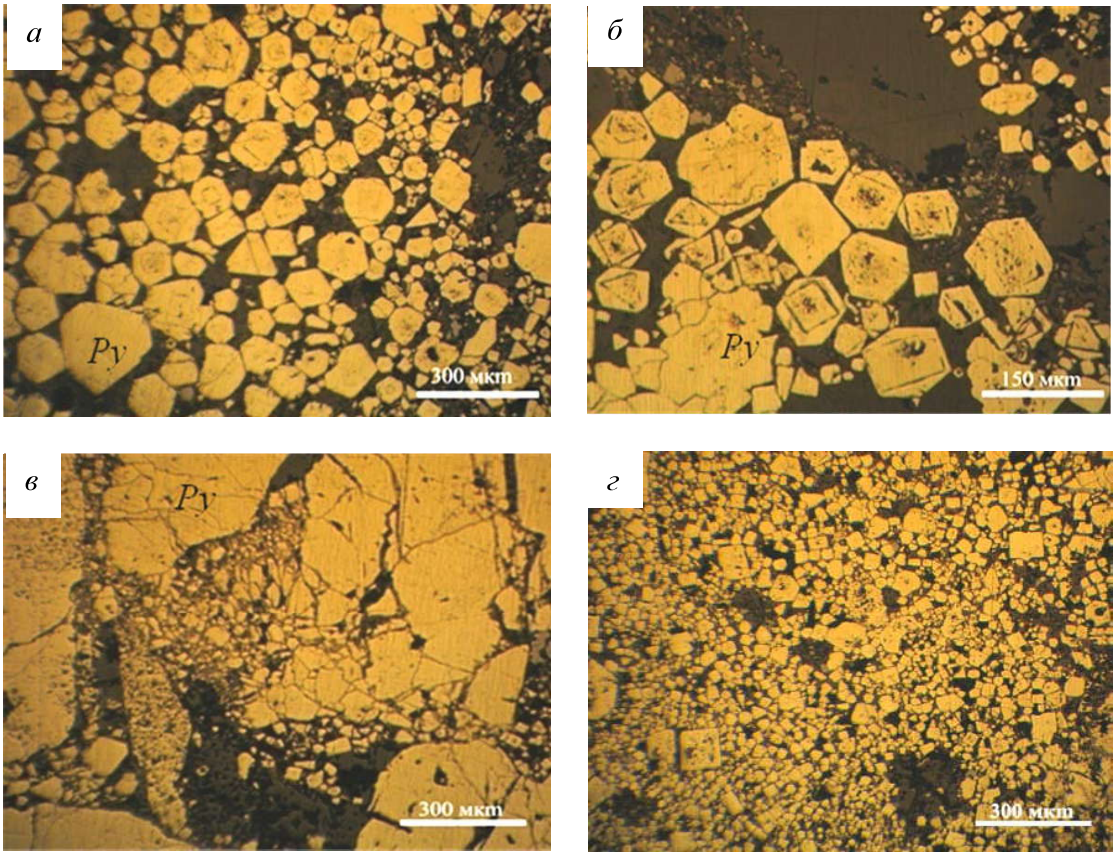


Рис. 5. Структуры руд: *а* – идиоморфная; *б* – сочетание идиоморфной со структурой гипогенных краевых каемок; *в* – катакластическая; *г* – криптозернистая. Фотографии в отраженном свете. *Ру* – пирит.

Такой спектр текстур и структур свидетельствует об относительно продолжительных и сложных процессах рудообразования, в которых метасоматическому замещению принадлежала ведущая роль.

Минеральный состав руд отличается наличием редких фаз. Рудные минералы: - пирит, марказит, халькопирит, халькозин, борнит, магнетит, станин, сфалерит, гринокит, аргентит, рутил, титаномагнетит, сульфосоли меди (люцонит, фаматинит, энаргит), галенит, сульфосоли свинца и висмута (?), самородное золото. Жильные - кварц, алунит, самородная сера, каолинит, барит, целестин, сфен, фтор-хлорапатит, хлорит и полевые шпаты [2].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы исследований: – классическая минералогия и минераграфия с использованием микроскопов Axioskop 40, Discovery (Carl Zeiss); – рентгеноспектральный с электронным зондом микроанализ (автоматизированная аналитическая система Camebax, укомплектованная новейшим энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80); – аналитическая сканирующая электронная микроскопия (SEM Vega 3 Tescan).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пирит в кварцитах распространен крайне неравномерно. Обычно он присутствует крайне убогую вкрапленность единичных зерен с размерами до первых сотен микрон. Значительно реже он образует локальные скопления в виде гнезд, линз, прожилков. В сульфидно-кварцевых разностях его количество достигает до 75-80%.

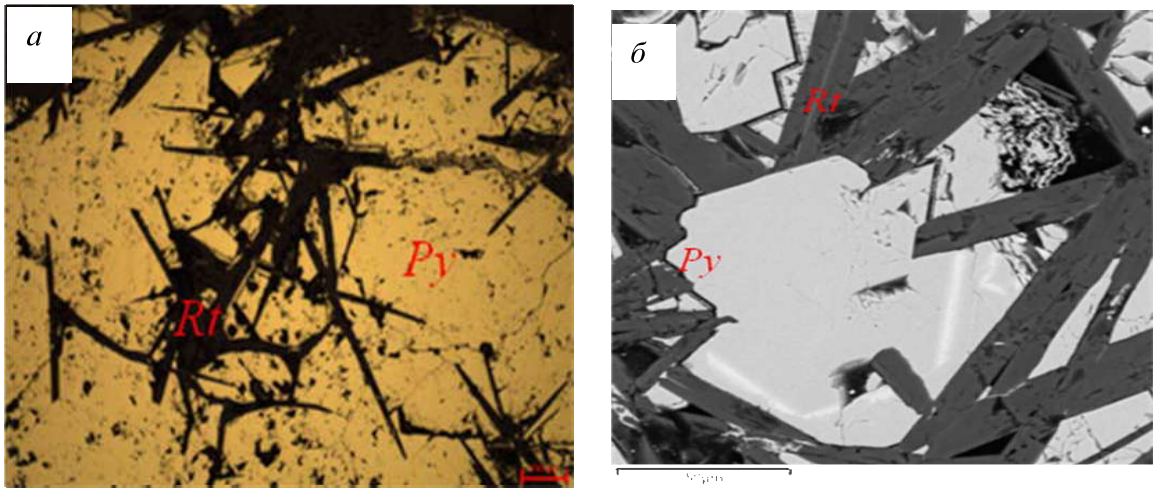


Рис. 6. Сурьма-содержащий пирит: а – тонкозернистый агрегат пирита (светлое с желтоватым оттенком, с игольчатыми кристаллами рутила (темное до черного); б – зональный пирит (светло-серое), обогащенный сурьмой (белые зоны-микрополоски) в ассоциации с рутилом (темно-серое): *а* – отраженный свет; *б* – вторичные электроны. *Py* – пирит, *Rt* – рутил.

Пирит встречается в ассоциации с халькопиритом, халькозином, борнитом, станином, сфалеритом, гринокитом, рутилом, титаномагнетитом, магнетитом, галенитом. В отдельных случаях наблюдаются включе-

ния игольчатых агрегатов рутила, микропрожилки халькопирита и каймы халькозина (рис. 6,7).

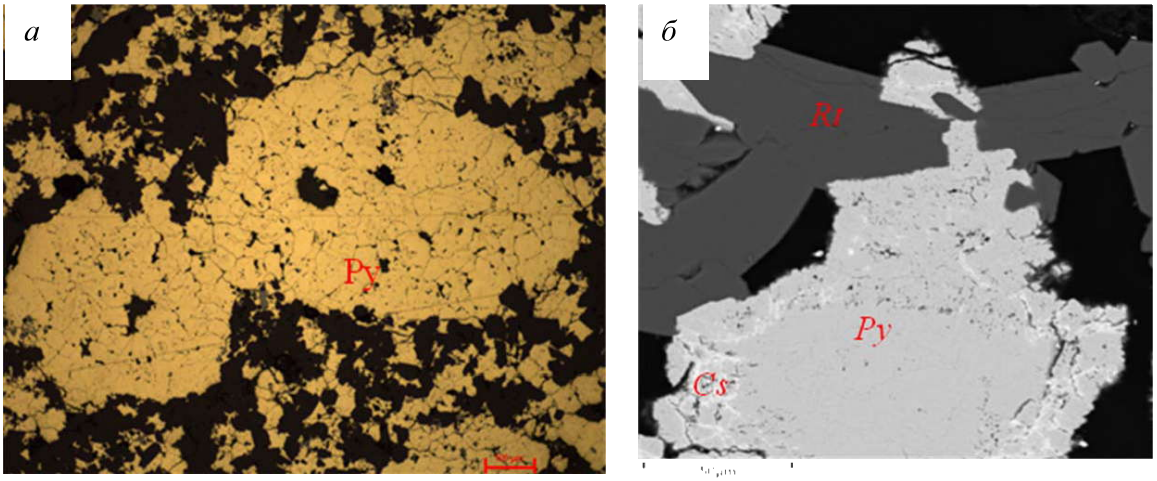


Рис. 7. Медь-содержащий пирит в ассоциации с рутилом и халькозином: игольчатые кристаллы рутила (темно-серое) «пронизывают» зерна пирита (светло-серое); халькозин (белое) образует микропойкилитовые включения, приуроченные к внешним зонам дисульфида железа: *а* – отраженный свет; *б* – вторичные электроны. *Py* – пирит, *Rt* – рутил, *Cs* – халькозин.

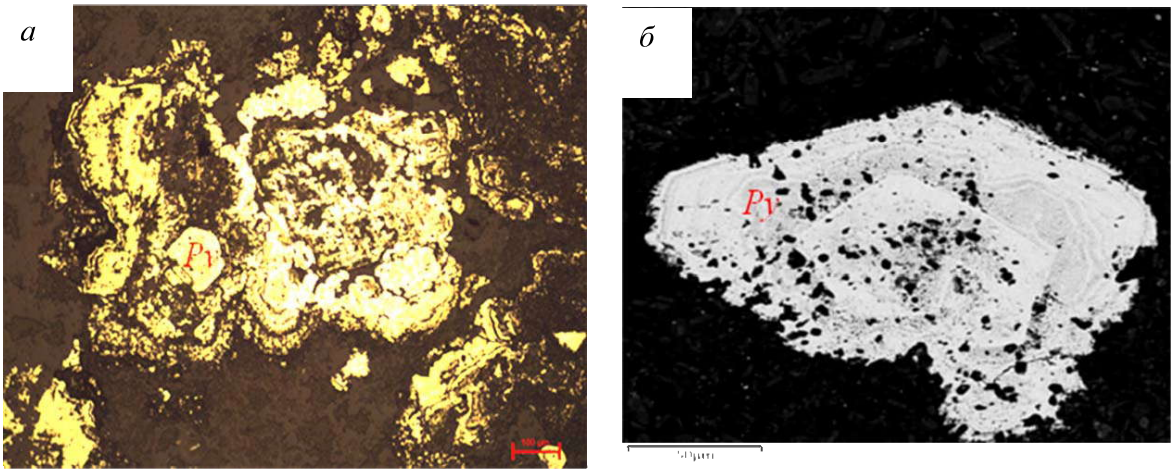


Рис. 8. Колломорфная структура пирита: *а* – отраженный свет; *б* – вторичные электроны. *Py* – пирит.

Минерал образует прожилки мощностью от 100 мкм до 1-2 см, гнезда, рассеянную вкрапленность идиоморфных, прекрасно ограненных кристаллов в форме куба, октаэдра, пентагон-додекаэдра, кристаллические сростки и друзы, а также сплошные тонкозернистые до криптокристаллических массы (рис. 5). Нередко наблюдаются агрегаты пирита (мельнико-

вит-пирит) с колломорфной структурой, а также отдельные кокардовые обособления (рис. 8).

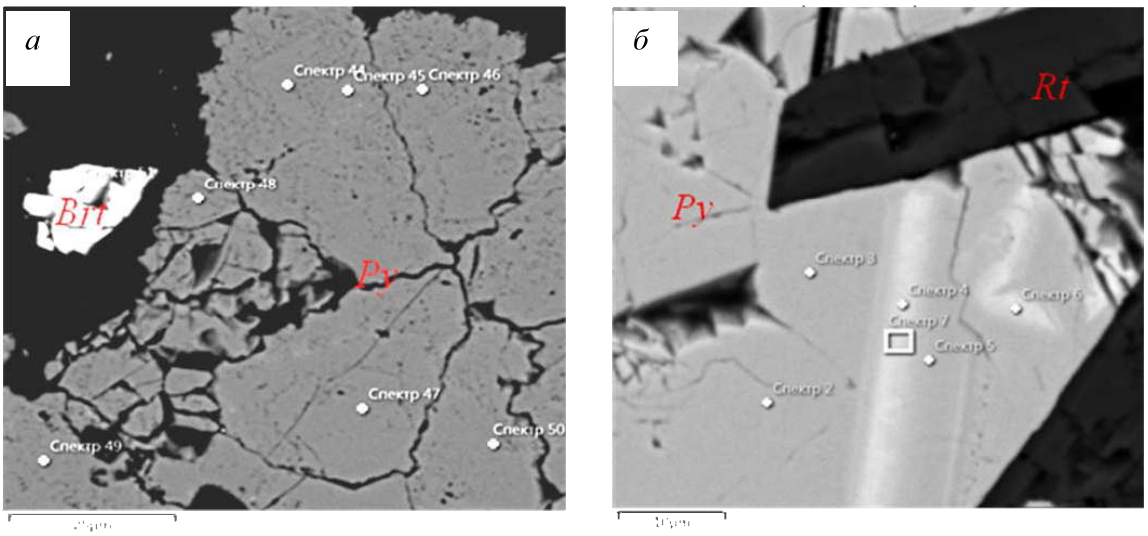


Рис. 8. Неоднородное строение пирита, обусловленное неравномерным распределением: *а* – меди; *б* –сурьмы. Фото во вторичных электронах. *Py* – пирит, *Rt* – рутил, *Brt* – барит. Результаты спектров 2-7, 44-50 приведены в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав пирита по данным рентгеноспектрального с электронным зондом микроанализа.

Спектры	Fe	S	Cu	Sb	Сумма в мас. %
44	46.11	53.48	0.00	0.00	99.59
45	43.97	52.59	2.59	0.00	99.15
46	45.10	54.02	1.04	0.00	100.16
47	45.47	52.77	0.87	0.00	99.11
48	44.74	54.32	0.74	0.00	99.80
49	46.91	53.25	0.16	0.00	100.32
50	46.05	53.02	0.08	0.00	99.15
2	47.16	53.26	0.00	0.13	100.55
3	47.71	53.44	0.00	0.00	101.15
4	44.99	51.02	0.00	2.88	98.89
5	46.71	52.75	0.00	0.49	99.95
6	44.84	50.83	0.00	3.07	98.74
7	45.09	51.03	0.00	2.82	98.94

В некоторых генерациях пирита при микрозондовых исследованиях выявлено неоднородное, как правило, зональное строение, обусловленное локальным обогащением отдельных микроучастков сурьмой и медью (рис.

8, табл. 1). При этом пирит рудопроявления Юбилейное (северо-восточная часть рудного поля) обогащен медью. Пирит рудопроявления Юго-Западное (юго-западный фланг рудного поля) отличается наличием сурьмы.

ВЫВОДЫ

1. Пирит – главный рудный минерал рудного поля Малетойваям. Он характеризуется: - неравномерным распределением (от единичных зерен до густо вкрапленных и массивных, напоминающих колчеданные руды; - размерами от первых микронов до нескольких мм; - разнообразием кристаллических форм:идиоморфные кристаллы (куб, октаэдр, пентагон-додекаэдр): - структурной позиции: гнезда, прожилки; - широким спектром ассоциирующих с ним минералов, а именно: халькопиритом, халькозином, борнитом, станином, сфалеритом, гринокитом, рутилом, титаномагнетитом, галенитом;

2. Для него характерно неоднородное строение по химическому составу за счет неравномерного распределения элементов-примесей таких как медь и сурьма, которые образуют микроучастки-зоны локального обогащения (Cu до 2.59%, Sb до 3.07 %):

3. Наличие элементов скрытой минералого-геохимической зональности рудного поля по избирательному концентрированию элементов-примесей в пирите: медь на рудопроявлении Юбилейное (северо-восточная часть) и сурьма на рудопроявлении Юго-Западное (юго-западная часть);

4. Наличие колломорфных текстур и структур свидетельствует об участии коллоидных растворов в процессах рудообразования и сопровождалось старением «гелей».

Авторы выражают благодарность научному руководителю заведующему лабораторией вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН В.М. Округину за постановку задачи, постоянное внимание, поддержку и

непосредственное участие на протяжении всех этапов работы; сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования В.М. Чубарову В.М., Т.М. Философовой, С.В. Полушину, В.В. Куликову, В.Ф. Лунькову, оказавшим неоценимую помощь в обработке каменного материала и выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 гг. и гранта ДВО (№ 13-III-B-08-053).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горячев Н. А., Волков А. В., Сидоров А. А., Гамянин Г. Н. , Савва Н. Е., Округин В. М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // ЛИТОСФЕРА, 2010, № 3, с. 36–50.
2. Калинин К.Б., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А. Текстуры и структуры рудопроявления Юбилейного (Малетойваямское рудное поле) // Материалы XI региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 16 апреля 2012 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2012. С. 40-51.
3. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых // Главные редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.Г. (Камчатгеолком), Марковский Б.А. (ВСЕГЕИ). Петропавловск-Камчатский: Изд-во СП КФ ВСЕГЕИ, 1999, 560 с.
4. Ляшенко Л.Л., Михайлова Г.Н. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в пределах Малетойваямского сернорудного узла. (Энынгваямская ПРП, 1970-1971 гг.), 1972 (фондовая).
5. Мелкомуков В.Н., Разумный А.В. (ЗАО «Корякгеолдобыча»), Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б. (Управление «Камчатнедра»). Новые высокоперспективные золоторудные объекты Корякии // Горный вестник Камчатки. Выпуск № 4 (14). 2010.
6. Округин В.М. Новые данные о возрасте и генезисе эпитермальных месторождений зоны перехода континент-океан (Северо-Западная Пацифика). Магадан – 2003.
7. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1999, 116 с.
8. Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 75-87.
9. Типоморфизм минералов: Справочник / Под. Ред. Л.В. Чернышевой – М.: Недра, 1989. 560 с.

PYRITE OF THE MALETOIVAYAM ORE FIELD (SOUTH AFRIKA)

***Yablokova D.A.*[1,2]*, Zobenko O.A.*[1]**

[1]*Vitus Bering Kamchatka State University*
[2]*Institute of Volcanilogy and Seismology FEB RAS*

Application of modern mineralogical-geochemical and physico-chemical methods of investigation in the presence of a representative stony materials allowed: - to characterize the chemical composition, micro-morphology pyrite of Maletoyvayamskogo ore field; - to explore mineral association of pyrite; - to identify in the composition of pyrite such impurity as antimony, and copper.

Keywords: Pyrite, Maletoivayam ore field, impurity, Kamchatka.

УДК 549.623.9

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРЯЗЕВЫХ КОТЛОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ

Сергеева А.В., Назарова М.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Научный руководитель д.г.-м.н. С.Н. Рычагов

В работе приводятся результаты инструментального изучения минерального состава глин, образующихся в грязевых (грязе-водных) котлах термальных полей Паужетской и Нижне-Кошелевской гидротермальных систем (Южная Камчатка). Образцы исследуются методами инфракрасной спектроскопии (ИК) и рентгеновской дифрактометрии. Целью идентификационных исследований является, в конечном итоге, определение устойчивых минеральных ассоциаций, формирующихся в условиях, благоприятных для твердофазных трансформаций. Обнаружено, что на термальных полях образуются преимущественно иллит и политипы каолинита (диккит и каолинит). Получена дополнительная информация об условиях транспорта катионов ряда металлов в высокодинамичной системе, характерной для современных термальных полей: «донный осадок – гидротермальные глины»

Ключевые слова: иллит, смектиты, каолинит, донный осадок, гидротермальные глины

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальные глины активно образуются в областях современного вулканизма при взаимодействии вулканогенных пород с термальными водами, они играют большую роль в эволюции гидротермальной системы [1]. Конечным результатом такого взаимодействия часто являются слоистые силикаты различных групп: каолинита, монтмориллонита и др. Все они обладают сходными структурными мотивами, а именно: сочлененные сетки из тетраэдров [TO_4], где Т – Si, Al, иногда Fe и т.д., и сетки из октаэдров [$ЭO_6$], где Э – Al, Mg, Fe и т.д. Сетки соединены в соотношении 1:1 (группы каолинита, серпентина) или 2:1 (слюды, смектиты). Формирование минералов тех или иных классов определяется, в значительной степени, составом гидротермальных растворов, температурой и давлением, при которой происходит трансформация, а так же фазовым составом исходного субстрата – вулканогенных пород.

Сходство структурных мотивов слоистых силикатов различных классов приводит к сходству их физических свойств, поэтому часто диагностика таких минералов традиционными методами затруднена. Наиболее точными методами, позволяющими установить не только минеральную принадлежность, но и детали структуры исследуемых минералов, являются инфракрасная спектроскопия и рентгеновская дифрактометрия, применяемые совместно.

В слоистых силикатах широко развито образование твердых растворов (изоморфизм), причем состав твердого раствора напрямую зависит от состава жидкой фазы. Но, как правило, твердофазные превращения протекают медленно, с кинетикой, часто контролируемой диффузией, ввиду чего степень превращения стремится к 100 % лишь асимптотически. Поэтому объектами данной работы были выбраны минеральные ассоциации, сформированные в грязевых котлах. Грязевые и грязе-водные котлы обладают преимуществами по сравнению с теми системами, в которых механическая подвижность частиц ограничена. Во-первых, в грязе-водных котлах реализуется благоприятный гидродинамический режим, обеспечивающий максимальное снятие диффузионного барьера при твердофазных трансформациях силикатов и прочих фаз. Поэтому слоистые силикаты, обнаруженные в грязевых и грязе-водных котлах, можно считать наиболее устойчивыми для данных условий. Во-вторых, котлы имеют выход на дневную поверхность, поэтому можно считать, что реагирующая смесь находится в баростате (атмосфера), что уменьшает число неконтролируемых факторов (давление). В связи с этим можно полагать, что в грязевых котлах наиболее быстро формируются стабильные минеральные ассоциации, и изучение фазового состава таких ассоциаций может ответить на некоторые вопросы, например, об эволюции гидротермальной системы, о стабильности фазовых равновесий с участием слоистых силикатов в водно-солевой среде. Вопросы стабильности слоистых силикатов и трансформаций их в другие фазы привлекают внимание ученых [2, 6, 8,7,5], поскольку эти процессы являются определяющими при функционировании гидротермальных систем.

Поэтому целью настоящей работы является определение фазового состава глинистых минералов, сформированных в грязевых и грязе-водных котлах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Образцы были отобраны на Нижне-Кошелевском термальном поле Кошелевского вулканического массива (образцы НК–*n*/13) и термальных полях Паужетского геотермального месторождения (Восточно-Паужетское и Верхне-Паужетское), расположенные на Южной Камчатке, в полевой сезон 2013 года. Образцы, взятые на Восточно-Паужетском поле, имеют формат названия ВПП–*n*/13, а образцы, отобранные на Верхне-Паужетском термальном поле называются ВхПП–*n*/13. Здесь *n* – номер точки. Из каждой точки отбирали пробы донного осадка и глины, формирующей борта котла, при этом к названию точки добавляется *и* или *г,* соответственно. При отборе проб измеряли pH, редокс-потенциал (E_h) среды, температуру.

Глинистую часть отмучивали для отделения фракции мельче 2 мкм, центрифугировали, высушивали.

Инфракрасные спектры поглощения записывались с помощью инфракрасного Фурье-спектрофотометра IR Affinity в интервале волновых чисел 400 – 4000 $см^{-1}$, с разрешением 2 $см^{-1}$, число сканов 60 – 120. Образцы для спектрофотометрирования готовили путем растирания глинистого препарата с бромидом калия и прессованием в таблетки.

Дифрактограммы получены на дифрактометре XRD-7000 в интервале углов 2Θ 6 – 40°. Шаг составлял 0,05° 2Θ, экспозиция в точке 2,4 – 6 секунд. Глинистые препараты помещали в кювету и проводили съемку, как в воздушно-сухом, так и в насыщенном глицерином состояниях. Последнее было необходимо для определения наличия раздвижных слоев, характерных для смектитов. Идентификация фазового состава по дифрактограммам осуществлялась путем сравнения экспериментально полученных дифрактограмм с теоретическими, построенным по литературным данным в программе PowderCell 2.3. Использовалось оборудование Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

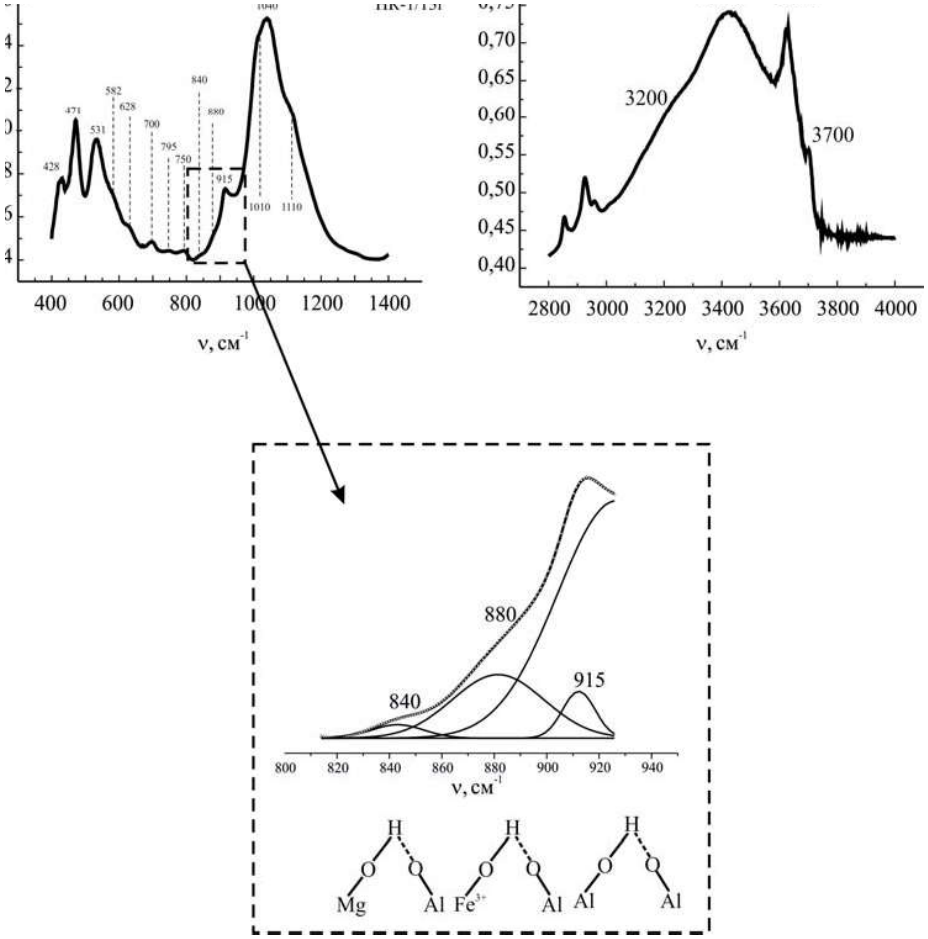
По результатам полевых измерений температуры, pH, редокс-потенциала можно отметить, что температура в точках отбора лежит в пределах 80 – 112 ^{o}C, pH от 3,5 до 5,5, редокс-потенциал в пределах –33 – 358 мВ, но большинство точек характеризовалось небольшим положительный потенциалом 100 – 200 мВ, вероятно, вследствие растворения кислорода атмосферы.

Исследование инфракрасных спектров поглощения глинистых образцов позволяет сделать предварительные выводы о локальных структурных особенностях минералов, их слагающих. На всех спектрах присутствуют сильные полосы поглощения в областях 3000 – 3700, 900 – 1200, 400 – 600 см$^{-1}$. Самая высокочастотная область отвечает валентным колебаниям OH– групп молекул воды и гидроксилов. Средняя область отвечает валентным колебаниям Si–O, низкочастотная область определяется деформационными колебаниями Э–O, где Э – Si, Al, Mg, Fe и др.

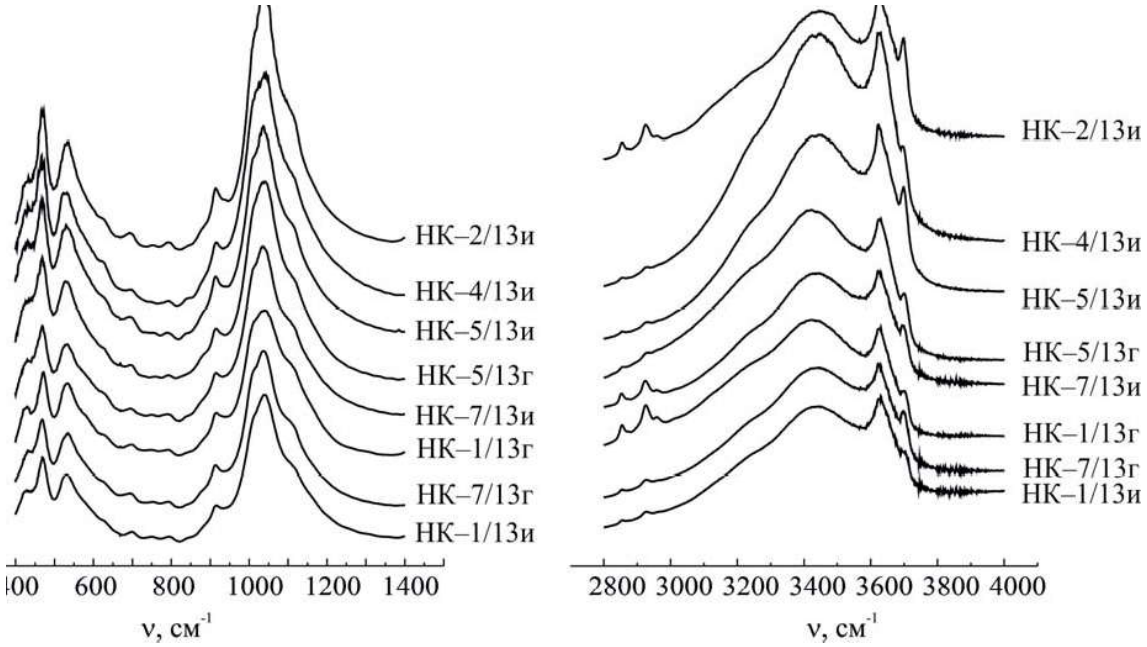
У каолинита в высокочастотной области наблюдаются два интенсивных узких пика с частотами около 3700 и 3620 см$^{-1}$. Пик с частотой 3700 см$^{-1}$ отвечает валентному колебанию OH-группы, расположенной почти перпендикулярно слою и практически не вовлеченному в систему водородных связей. Второй пик отвечает OH-группе, расположенной почти в плоскости слоя и участвующей в системе водородных связей. У иллитов и смектитов вид спектра в этой области более вариабелен, чем у каолинитовых минералов, но, как правило, присутствует широкая полоса с центром около 3630 см$^{-1}$. У всех исследованных образцов есть широкая полоса поглощения с максимумом около 3430 см$^{-1}$, она отвечает валентным колебаниям молекул воды (адсорбированная на поверхности частиц, координированная в межслоевом пространстве и др.). Интенсивная полоса поглощения адсорбированной воды свидетельствует о высокой активности воды в исследованных системах.

Полоса валентных колебаний тетраэдров [SiO_4] у каолинитовых минералов имеет сложное строение с явно выраженными «плечами» около 1010, 1040, 1100 см$^{-1}$. У смектитов эта полоса более размыта, отдельные «плечи» практически не заметны. Особого упоминания заслуживает полоса поглощения около 915 см$^{-1}$, отвечающая деформационным колебаниям

водородносвязанного фрагмента [Me–O···H–O–Me]. По строению этой полосы можно судить о замещениях в октаэдрическом слое.



самая низкочастотная на спектрах, имеет два максимума с модами около 470 (фрагменты Si–O) и 540 (фрагменты Al–O) $см^{-1}$. У каолинитовых минералов интенсивности этих полос сравнимы, а у иллитов и смектитов интенсивность полосы 470 $см^{-1}$ выше, чем полосы 540 $см^{-1}$, поскольку часть алюминия замещена на другие металлы.



ми иллита. В основном каолинит преобладает в субстратах, слагающих борта котлов.

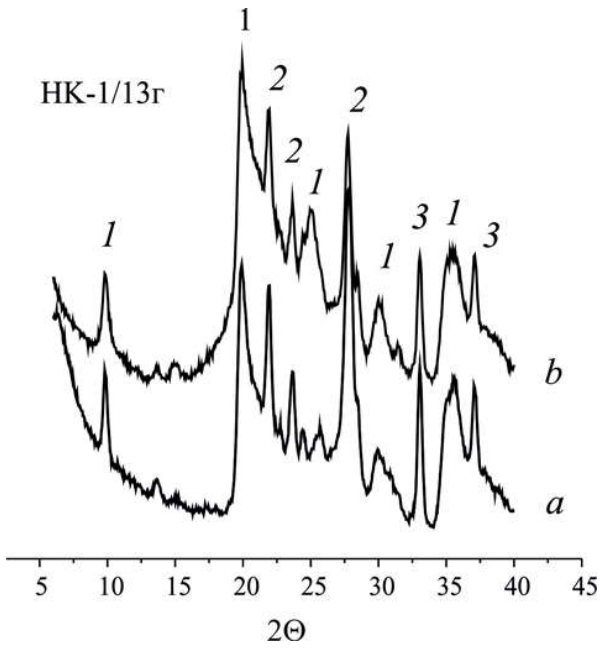


Рис. 3. Дифрактограмма образца НК–1/13г, полученная в воздушно-сухом (*a*) и насыщенном глицерином (*b*) состояниях; *1* – иллит, *2* – высокотемпературная модификация альбита, *3* – пирит

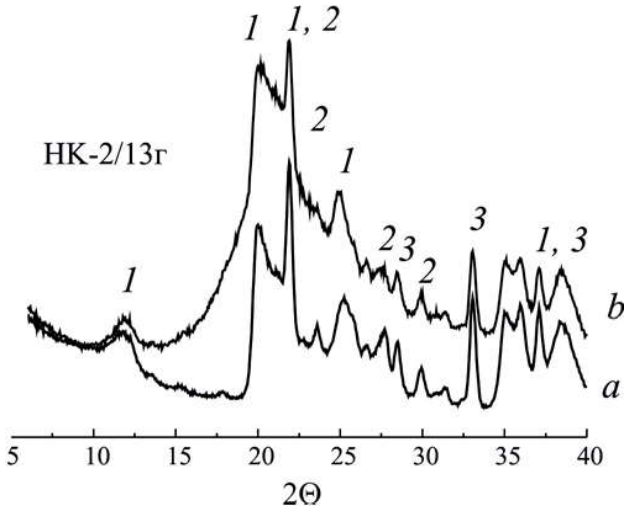
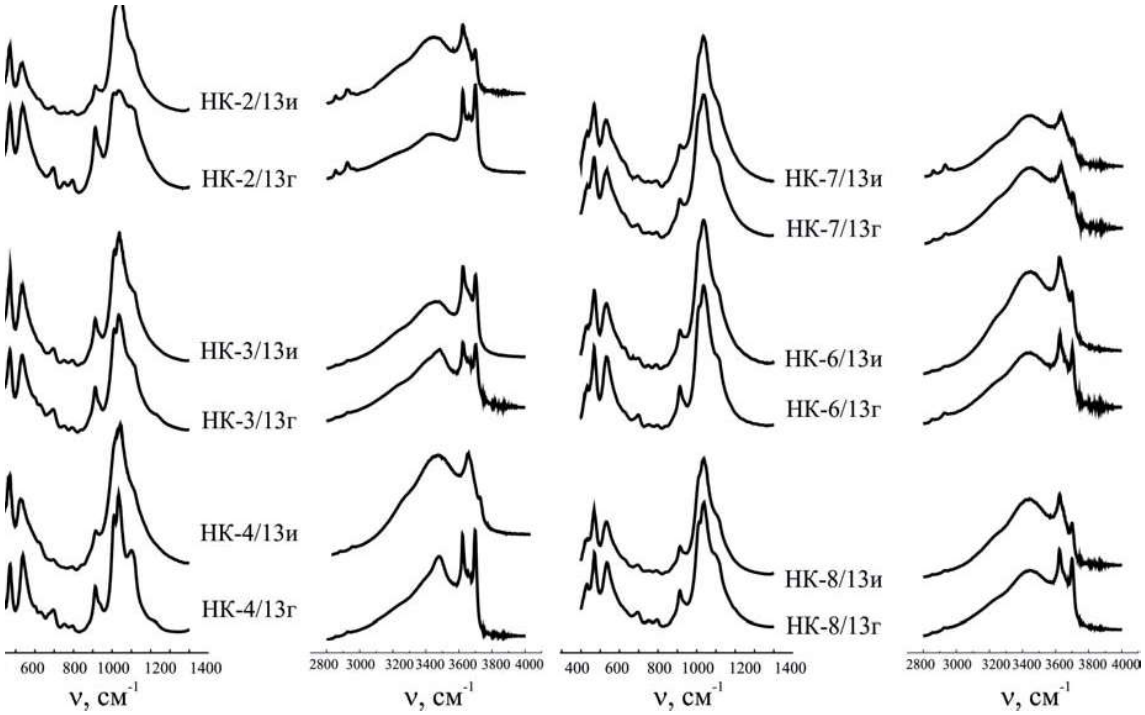


Рис. 4. Дифрактограмма образца НК–2/13г, полученная в воздушно-сухом (*a*) и насыщенном глицерином (*b*) состояниях; *1* – каолинит, *2* – высокотемпературная модификация альбита, *3* – пирит

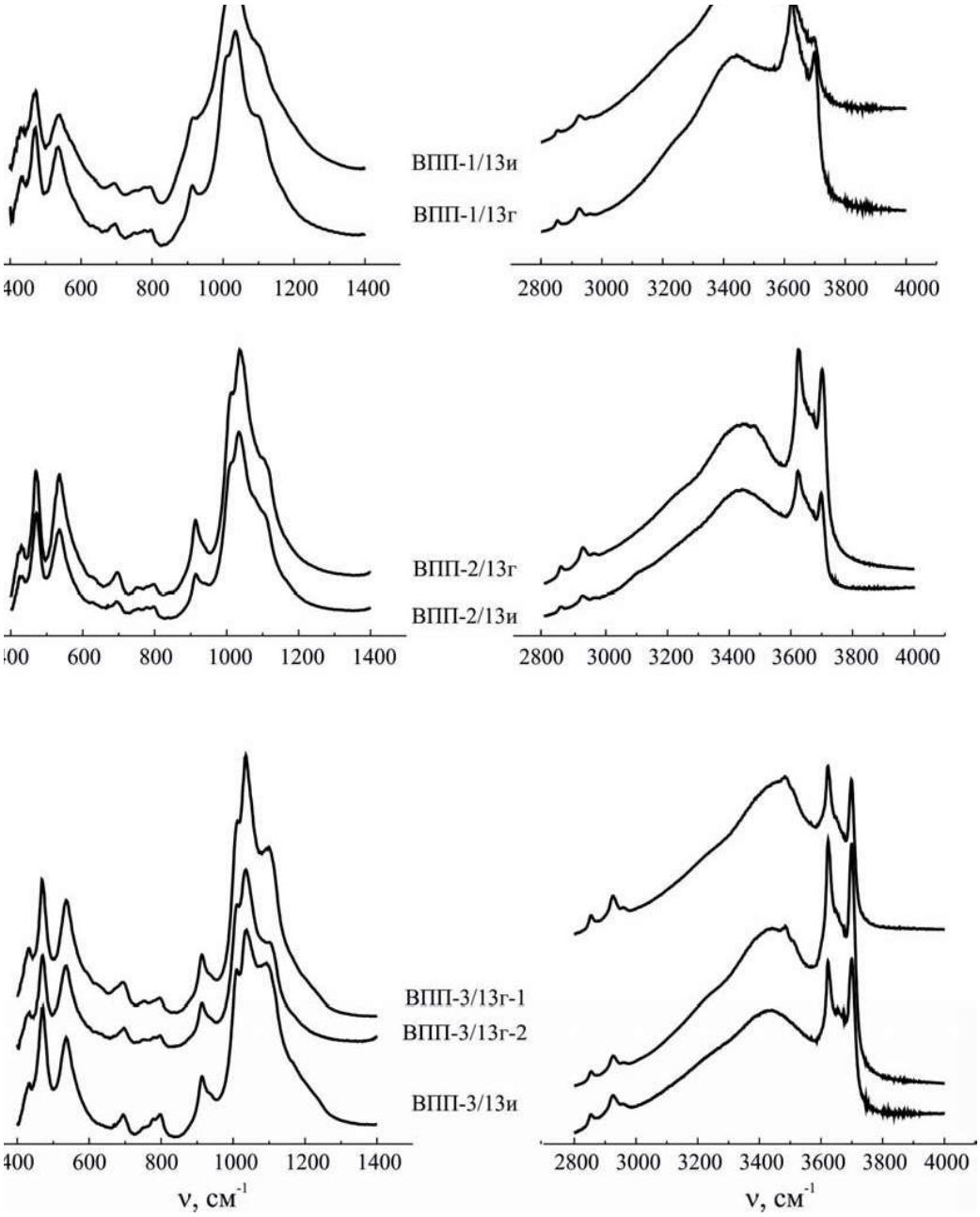
На рис. 3, 4 показаны дифрактограммы характеристических (т. е. с резко отличающимися спектрами) образцов. Спектры этих образцов представлены на рис. 2 (НК–1/13г) и рис. 5 (НК–2/13г). По спектрам, образец

НК–1/13г (рис. 3), представляет собой иллит, а образец НК–2/13г (рис. 4) сложен преимущественно каолинитом.

На дифрактограммах видно, что в присутствии глицерина малоугловые рефлексы (00*l*) не сдвигаются в сторону меньших углов, что характерно для иллитов и минералов группы каолинита. Иллиты идентифицируются по положению первого рефлекса в районе 8 – 10° 2Θ (образец НК–1/13г), а у каолинитовых минералов первый рефлекс расположен около 12° 2Θ (образец НК–2/13г). Кроме слоистых силикатов, в образцах присутствуют примеси высокотемпературной модификации альбита, α-кварца (пространственная группа $P3_121$) и пирита.



двигаются, поскольку заряд пакетов небольшой, поэтому интеркаляция проходит легко.



в некоторых случаях борт котла и донный осадок сложены иллитом (НК–7/13), а в некоторых случаях борт котла сложен каолинитовыми минералами, а в донном осадке преобладает иллит. Например, в точке НК–2/13 котел обрамлен каолинитом (НК–2/13г), но в донном осадке преобладает иллит (НК–2/13и). Такая же картина наблюдается в точках НК–4/13, НК–6/13, отчасти НК–8/13. В точке НК–3/13 преобладают каолинитовые минералы как в образцах из борта котла, так и из донного осадка. Таким образом, на Нижне-Кошелевской термоаномалии реализуются варианты: каолинитовый борт – иллитовый осадок, каолинитовый борт – каолинитовый осадок, иллитовый борт – иллитовый осадок, но вариант иллитовый борт – каолинитовый осадок не встречен.

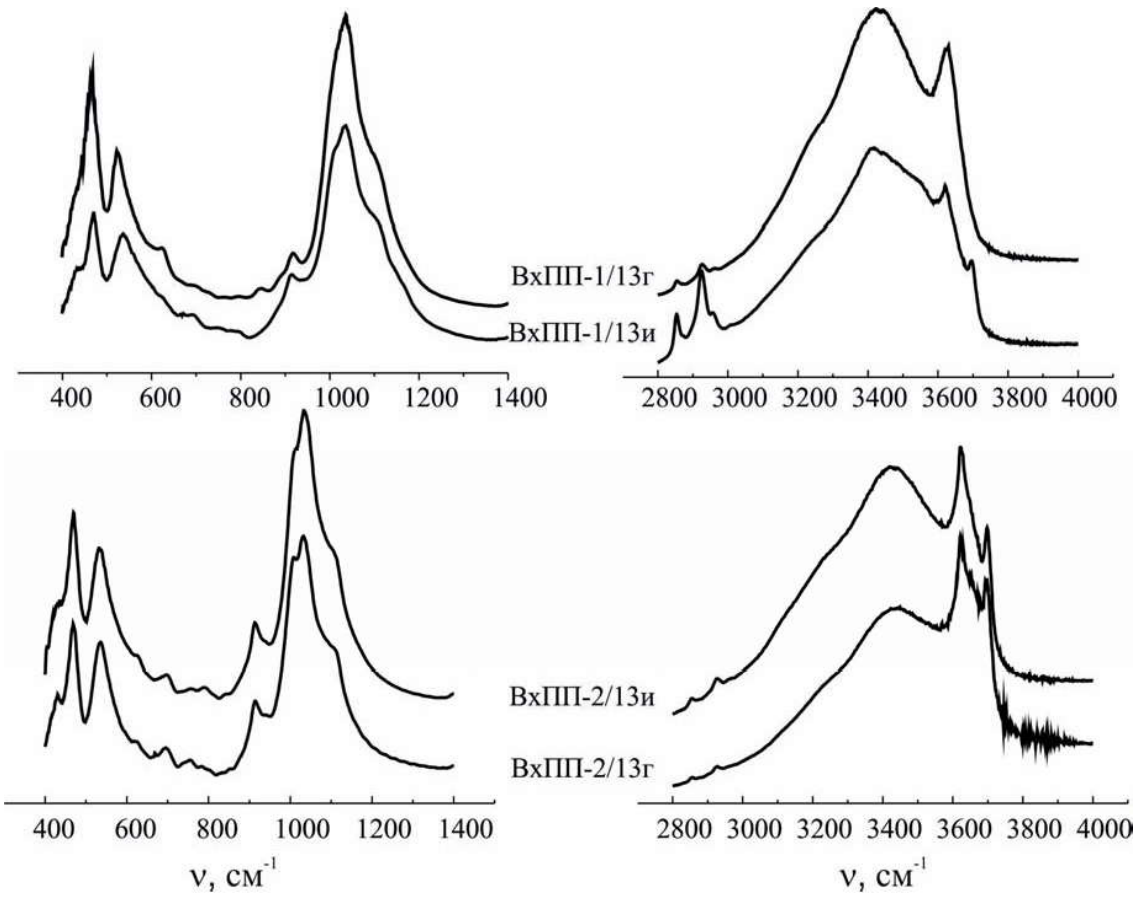


Рис. 7. Инфракрасные спектры глинистых образцов, отобранных из водно-глинистой взвеси и около борта котлов Восточно-Паужетского термального поля (иллит с примесью каолинита).

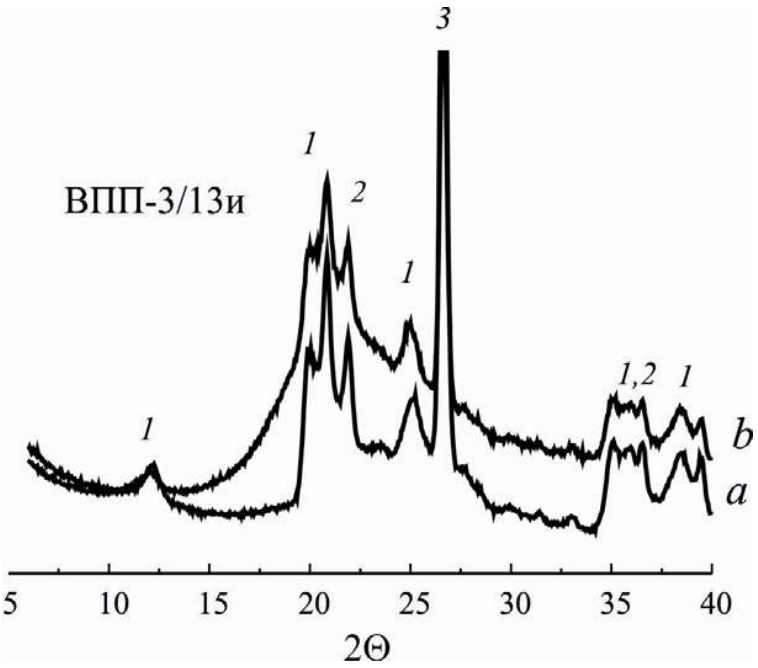


Рис. 8. Дифрактограмма образца ВПП-3/13и, полученная в воздушно-сухом (*a*) и насыщенном глицерином (*b*) состояниях; *1* – каолинит (диккит), *2* – высокотемпературная модификация альбита, *3* – α-кварц.

На термальных полях Паужетского геотермального месторождения так же обнаружены минералы группы каолинита и иллит, как это показано на рис. 6 – 8. Инфракрасные спектры иллита, обнаруженного на термальных полях Паужетского месторождения, демонстрируют те же особенности, что и на Нижне-Кошелевском поле. В области 800 – 950 $см^{-1}$ обнаруживается одна средне выраженная полоса, раскладывающаяся на 3 гауссовы составляющие с центрами 840, 880, 915 $см^{-1}$. Это свидетельствует о том, что характер замещений в октаэдрическом слое в этих образцах тот же, что и на Нижне-Кошелевском термальном поле. В октаэдрический слой иллита, обнаруженного на термальных полях Паужетского месторождения, встраиваются преимущественно магний и железо.

Относительно каолинитовых минералов можно отметить, на Восточно-Паужетском поле образуется, скорее всего, диккит или собственно каолинит (рис. 6, точки ВПП–2/13 и ВПП–3/13). Вообще, примесь каолинитовых минералов присутствует в большинстве проб. Кроме того, во многих глинистых фракциях присутствуют α-кварц (пространственная группа $P3_121$), высокотемпературная модификация альбита, а иногда пирит.

Таким образом, на термальных полях Паужетского геотермального месторождения также не обнаружено котлов, у которых борт был бы сложен иллитом, а в донном осадке доминировал бы каолинит.

Возможно, это объясняется неустойчивостью каолинита к превращению в иллит/смектит в растворах, пересыщенных относительно аморфного кремнезема. Если раствор пересыщен относительно аморфного SiO_2, то двухэтажные каолинитовые минералы трансформируются в трехэтажные, со структурными мотивами диоктаэдрических слюд [9]. Кроме того, в работе [3], посвященной вопросам устойчивости иллита и смектита, обсуждаются следующие градации стабильности этих минералов в водной среде:

– иллит и смектит более стабильны, чем аморфное вещество сходного состава, что естественно;

– иллит и смектит стабильны в растворах, пересыщенных относительно аморфного SiO_2;

– иллит и смектит метастабильны относительно распада на кварц (α-модификацию?) и каолинит, или, иначе, метастабильны в насыщенных растворах кварца.

Водные растворы, заполняющие грязевые (грязе-водные) котлы, характеризуются высоким содержанием H_4SiO_4 и часто пересыщены относительно аморфного SiO_2, то есть концентрация кремниевой кислоты в растворе выше, чем должна быть по равновесию: SiO_2(аморфн.) + $2H_2O$ = H_4SiO_4. Поэтому вполне возможно, что каолинит в котлах трансформируется в иллит/смектит и наоборот, иллит распадается на каолинит и кварц при нагревании и понижении активности воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен фазовый состав глинистой части минеральных ассоциаций, сформированных в грязевых (грязе-водных) котлах Паужетского геотермального месторождения и Нижне-Кошелевского термального поля. Данные по инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии дополняют друг друга и не противоречат. Обнаружено, что донный осадок котлов сложен, чаще всего, иллитом с примесью каолинитовых минералов. В ряде случаев, однако, донный осадок представлен каолинитовыми минералами. Борта котлов сложены, преимущественно, иллитом с некоторой

примесью каолинита, или каолинитом/диккитом. Зафиксированы ситуации, когда борт котла состоит из каолинита, а в донном осадке преобладает иллит или каолинит. Так же есть котлы, у которых борт и донный осадок сложены иллитом. Не обнаружена лишь ситуация, когда каолинитовый донный осадок находится в котле, сложенном иллитом. Вероятно, в большинстве случаев гидротермальные растворы в котлах пересыщены относительно аморфного SiO_2, в таких условиях устойчив иллит, в который и трансформируются каолинитовые минералы при попадании в котел. Если активность кремния в растворе по каким-либо причинам снижается, то иллит, вероятно, распадается на минералы группы каолинита и α-кварц. Таким образом, грязевые (грязе-водные) котлы, широко распространенные на площади современных термальных полей, представляют собой высокодинамичную физико-химическую систему, во многом определяющую условия образования и трансформации минерального вещества в верхних горизонтах геотермальных месторождений.

Авторы глубоко признательны коллегам по экспедиции за организацию полевых исследований и сотрудникам Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН за предоставленную возможность использования современного высокоточного аналитического оборудования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-31343мол_а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.
2. B. Velde. A proposed phase diagram for illite, expanding chlorite, corrensite and illite-montmorillonite mixed layered minerals. // Clays and Clay Minerals, 1977. –Vol. 25. – pp. 264 – 270.
3. E. J. Essene, D. R. Peacor. Illite and smectite: metastable, stable or unstable& Further discussion and a correction. // Clays and Clay Minerals, 1997. –Vol. 45, No. 1, p. 116-122.
4. E. Spasra, F. Bergaya, J. J. Fripiat. Infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified illite-smectite clay. // Clays and Clay Minerals. 1994. –Vol. 42. –№ 3. –p. 237 – 241.
5. H. J. Abercrombie, I. E. Hutcheon, J. D. Bloch, P. de Caritat. Silica activity and the smectite-illite reaction. // Geology, 1994. – Vol. 22 .– pp. 539 – 542.

6. M. May, D. G. Kinniburgh, P. A. Helmke and M. L. Jacson. Aqueous dissolution, solubilities and thermodynamic stabilities of common aluminosilicate clay minerals: Kaolinite and smectites. // Geochimica d Cosmochimica Acta, 1986. – Vol. 50, pp. 1667 – 1677.
7. S. U. Aja, P. E. Rosenberg, J. A. Kittrick. iLLite equilibria in solutions: I. Phase relationships in the system K20-A1203-SiO*-Hz0 between 25 and 250°C // Geochimica and Cosmochimica Acta, 1991. – Vol. 55. – pp. 1353 – 1364.
8. Stephen U. Aja. Thermodynamic properties of some 2:1 layer clay minerals from solution-equilibration data // Eur. J. Mineral, 1995. –7. –pp. 325-333.
9. Zao Ming, J. L. JunFeng, Chen ZhenYan, Chen XiaoMing, Cui XiangDong, Wang Yan-Shan. Evolution of kaolinite subgroup minerals and mixed-layer illite/smectite in the Paleogene Damintum Depression in Liaohe Basine of China and its implication for paleotemperature. // Science China. Earth Sciences. 2011 .– Vol. 54 .– p. 73 – 83.

CLAY MINERALS MUD BOILERS OF THERMAL FIELDS OF THE SOUTH OF KAMCHATKA BY THE INFRARED SPECTROSCOPY AND X-RAY DIFFRACTOMETRY

Sergeeva A. V., Nazarova M. A.

Institute of Volcanology and Seismology

Far East branch, Russian Academy of Sciences

The paper gives the results of instrumental study of the mineral composition of clays formed in the mud boilers of thermal fields. Samples are investigated by the methods of infrared spectroscopy (IR) and x-ray diffractometry. The aim of research is to identify sustainable mineral associations. The thermal fields are generated mainly illite and kaolinites polytipe.

Keywords: illite, smectite, kaolinite, bottom sediment, hydrothermal clays

УДК 551.435.627+528.74

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО КУПОЛА ВУЛКАНА МОЛОДОЙ ШИВЕЛУЧ

Шевченко А.В., Свирид И.Ю.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга

Научный руководитель: д.г.-м.н. Мелекесцев И.В.

В работе дана новая интерпретация процессов формирования современного экструзивного купола вулкана Молодой Шивелуч. Авторы вводят терминологию, ранее не используемую в отечественной вулканологии, которая дает новый взгляд на происходящие на вулкане процессы и позволяет глубже понять механизм его современной экструзивной деятельности. Установлено, что в 2001 г. произошла смена типа экструзивной активности с эндогенного на экзогенный. Также было показано отсутствие ранее предполагаемых эффузивных процессов на куполе в настоящее время.

Ключевые слова: вулкан Молодой Шивелуч, экзогенный купол, структуры расщепления, глыбовый панцирь

ВВЕДЕНИЕ

Массив Шивелуч расположен в северной части Центральной камчатской депрессии. В голоцене вулканическая деятельность массива была сосредоточена главным образом в его юго-западной части, где происходило формирование вулканического аппарата Молодого Шивелуча. Активность Молодого Шивелуча имеет преимущественно экструзивно-эксплозивный характер. Экструзивная деятельность сопровождается различной силы эксплозиями, периодически происходят катастрофические извержения и обвалы, приводящие к значительному разрушению постройки вулкана.

Современная экструзивная активность вулкана Молодой Шивелуч возобновилась в 1980 г., спустя 16 лет после катастрофического извержения 1964 г. Рост купола, происходивший в 1980–1982 гг. и 1993–1995 гг., был детально изучен в результате систематических комплексных

исследований [2, 6]. Дальнейшее формирование купола, которое продолжается с 2001 г. по настоящее время, исследовано уже не так тщательно по причине высокой опасности его непосредственных наблюдений, а также отсутствия систематических аэрофотосъемок вулкана Молодой Шивелуч.

В настоящей работе на основе собранных фотоматериалов дается интерпретация происходящих на вулкане событий с целью восполнить пробелы в исследовании формирования современного экструзивного купола.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аэрофототопографическая съемка купола не выполнялась с 2003 по 2010 гг. Вследствие этого отсутствует материал для построения цифровых моделей рельефа и определения точных количественных параметров фотограмметрическим методом. По этой причине авторы применили визуальное дешифрирование стереопар, составленных по плановым аэрофотоснимкам 2001 г. и плановым и перспективным снимкам купола, выполненным обычными, не топографическими камерами. Анализ стереоизображений позволил авторам выделить морфологические элементы, трудно различимые на одиночных снимках.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ ЭКСТРУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В 1932 г. Х. Виллиамс выделил два типа роста экструзивных куполов: эндогенный и экзогенный [12]. В настоящее время эта классификация является общепринятой.

По наиболее современному определению Д.С. Бейкера [7, стр. 63]: «Эндогенные купола увеличиваются, по мере того, как новая лава поднимается вверх и распространяется в пределах более холодной лавовой коры, а экзогенные купола прирастают, по мере того, как новая лава проходит вверх, проламывает лавовую кору, и распространяется по внешней поверхности».

Экзогенный тип экструзивной деятельности очень часто сопровождается появлением на поверхности куполов таких морфологических элементов, как структуры расщепления и глыбовые панцири.

Структуры расщепления (crease structures, cleavage canals или spreading centers) (рис. 1) были впервые выделены Ф. Омори в 1916 г. при исследовании вулкана Сакура-дзима [9]. Они детально изучены на вулкане Сент-Хеленс во время роста купола в 1980–1986 гг. [11]. Структуры расщепления в большинстве случаев образуются в результате выжимания гладких пластичных дегазированных экструзивных тел по краям линейной впадины [8].

Рис. 1. Структура расщепления на куполе вулкана Сент-Хеленс в 1981 г. Фото Д. Дзурисин, USGS.

Глыбовые панцири (blocky carapaces) образуются на периферии структур расщепления и покрывают пластичное ядро экзогенного купола. При поступлении новых порций пластичного магматического вещества

происходит выталкивание ими ранее отложенного экзогенного экструзивного материала на склоны старого эндогенного купола. Экзогенный купол теряет пластичность в верхней части склона, вся его толща до подстилающей поверхности раскалывается на крупные глыбы, которые вслед за этим медленно оползают по склону и держатся на нем за счет своей массы и силы трения.

При сопоставлении аэрофотоснимков 2001 г. с более ранними были выявлены морфологические особенности роста экструзивного купола вулкана Молодой Шивелуч, свидетельствующие о смене типа экструзивной деятельности с эндогенного на преимущественно экзогенный.

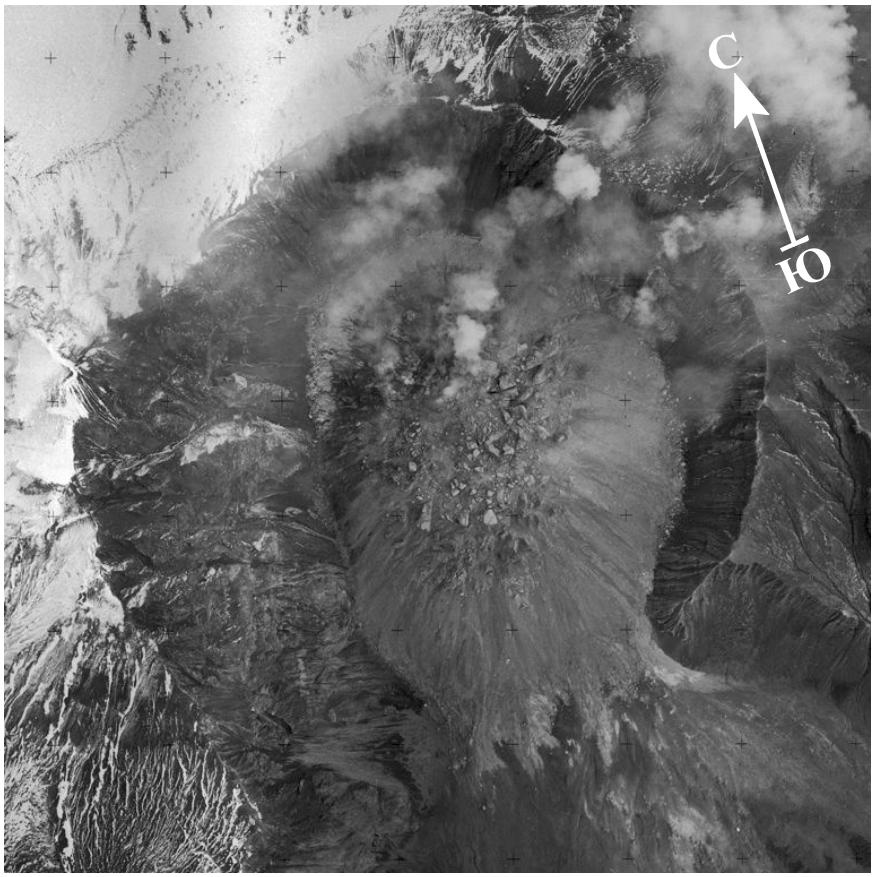


Рис. 2. Эндогенный рост купола вулкана Молодой Шивелуч 24 августа 1993 г. Фото В.Н. Двигало.

В 1993 г. купол вулкана обладал классической эндогенной морфологией (рис. 2): происходило выжимание крупных экструзивных блоков, на склонах и у подножия образовывалась осыпная мантия. Купол

формировался по эндогенному типу до конца экструзивного извержения в январе 1995 г.

В мае 2001 г. режим экструзивной деятельности изменился. На снимке (рис. 3) мы можем наблюдать формирование структур расщепления в западной части купола, на его северном склоне и в центральной части, а также образование на юго-западном склоне купола первого глыбового панциря.

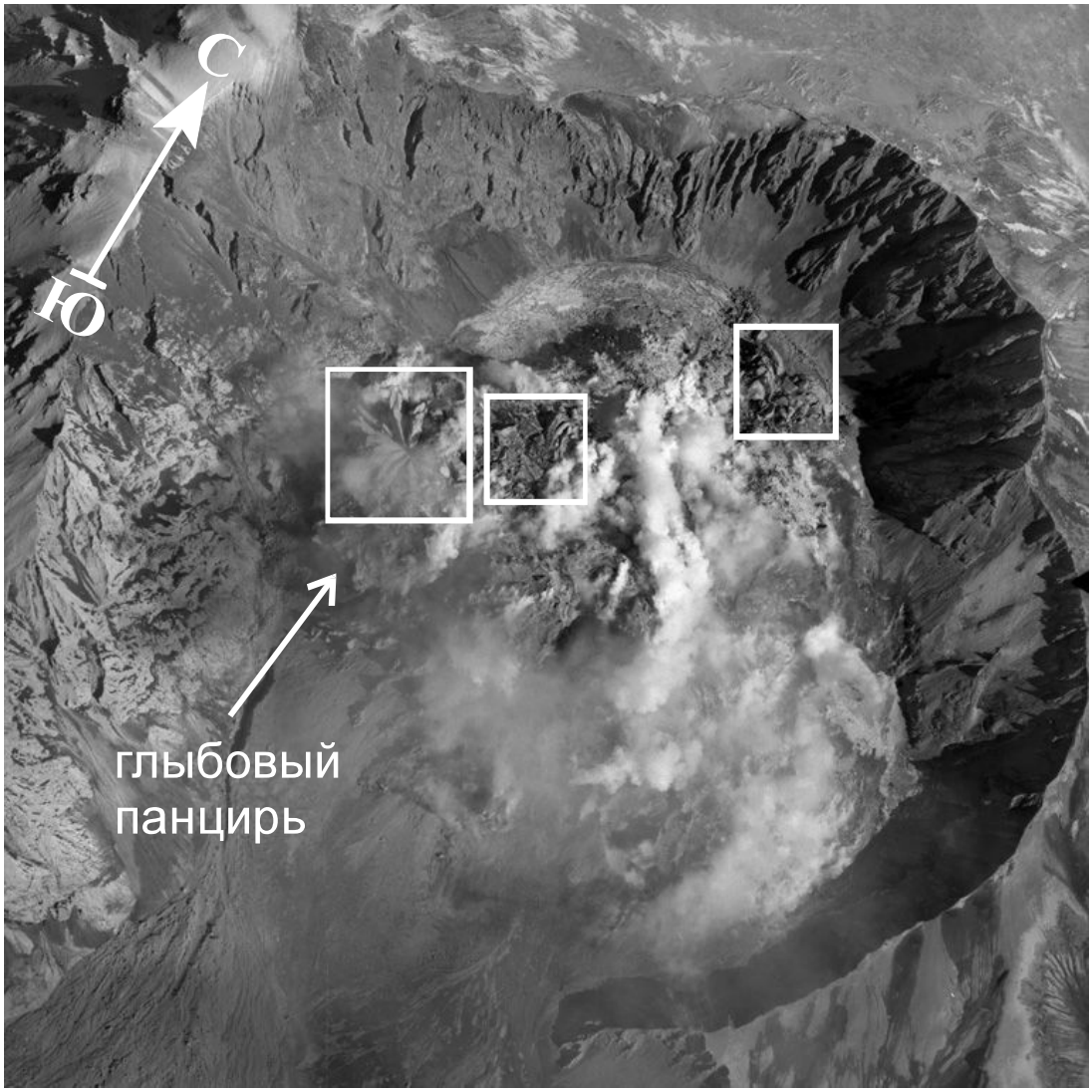


Рис. 3. Экзогенный рост купола вулкана Молодой Шивелуч 16 мая 2001 г. Структуры расщепления выделены прямоугольниками. Фото В.Н. Двигало.

Структура расщепления в западной части купола вулкана Молодой Шивелуч является наиболее крупной и состоит из пластин, вытянутых

радиально от одного центра. На юго-западном склоне купола образован связанный с ней глыбовый панцирь. Данная структура расщепления относится к радиальному типу, впервые выделенному авторами только на вулкане Шивелуч.

Структура расщепления на северном склоне купола представлена телескопически выжатыми отдельностями. Такая форма образовалась по причине выжимания из трещины на крутом склоне, почти у подножия. На вершине структуры находится обелиск, расслаивающийся на отдельные части. На дне атрио наблюдаются отколовшиеся от нее глыбы. Отнесена авторами к типу зеркально-симметричных структур.

Пластины центральной структуры расщепления имеют иррегулярную направленность расхождения. Выжимание пластин в западном ее секторе происходит субгоризонтально в разные стороны от одного центра, пластины северного сектора направлены с севера на юг и слегка наклонены на запад. На пластинах только этой структуры отмечаются концентрические полосы более темного цвета. Авторы относят эту структуру к иррегулярному типу, также впервые выделенному на куполе вулкана Молодой Шивелуч.

Впервые появившись в 2001 г. глыбовые панцири продолжают формироваться на куполе Молодого Шивелуча, периодически разрушаясь вследствие крупных эксплозий, а также под действием силы тяжести. На снимке 2002 г. (рис. 4) наблюдается оползание покрываемого глыбовым панцирем экзогенного купола по северо-западному, западному и юго-западному склонам эндогенного купола в виде трёх отдельных «языков».

Рис. 4. Глыбовый панцирь, сформировавшийся на куполе в 2002 г. Фото А.В. Сокоренко.

Для сравнения можно привести выжимание экзогенного купола и формирование глыбового панциря на вулкане Редаут в 2009 г. В процессе извержения в ущелье северного склона происходило оползание пластичного ядра экзогенного купола, на поверхности которого формировался глыбовый панцирь (рис. 5). Вследствие быстрого остывания поверхность еще пластичной экструзии растрескивается и разделяется на отдельные глыбы. Подталкиваемые пластичным ядром глыбы во фронтальной части экзогенного купола оползают вниз по склону. Периодически во фронтальной части экзогенного купола происходят глыбовые обвалы, обнажая в поверхности отрыва монолитное ядро, бывшее пластичным в привершинной части склона. При дальнейшем

оползании затвердевшее ядро разделяется на крупные глыбы. Так объясняется наличие самых крупных глыб во фронте оползающего экзогенного купола.

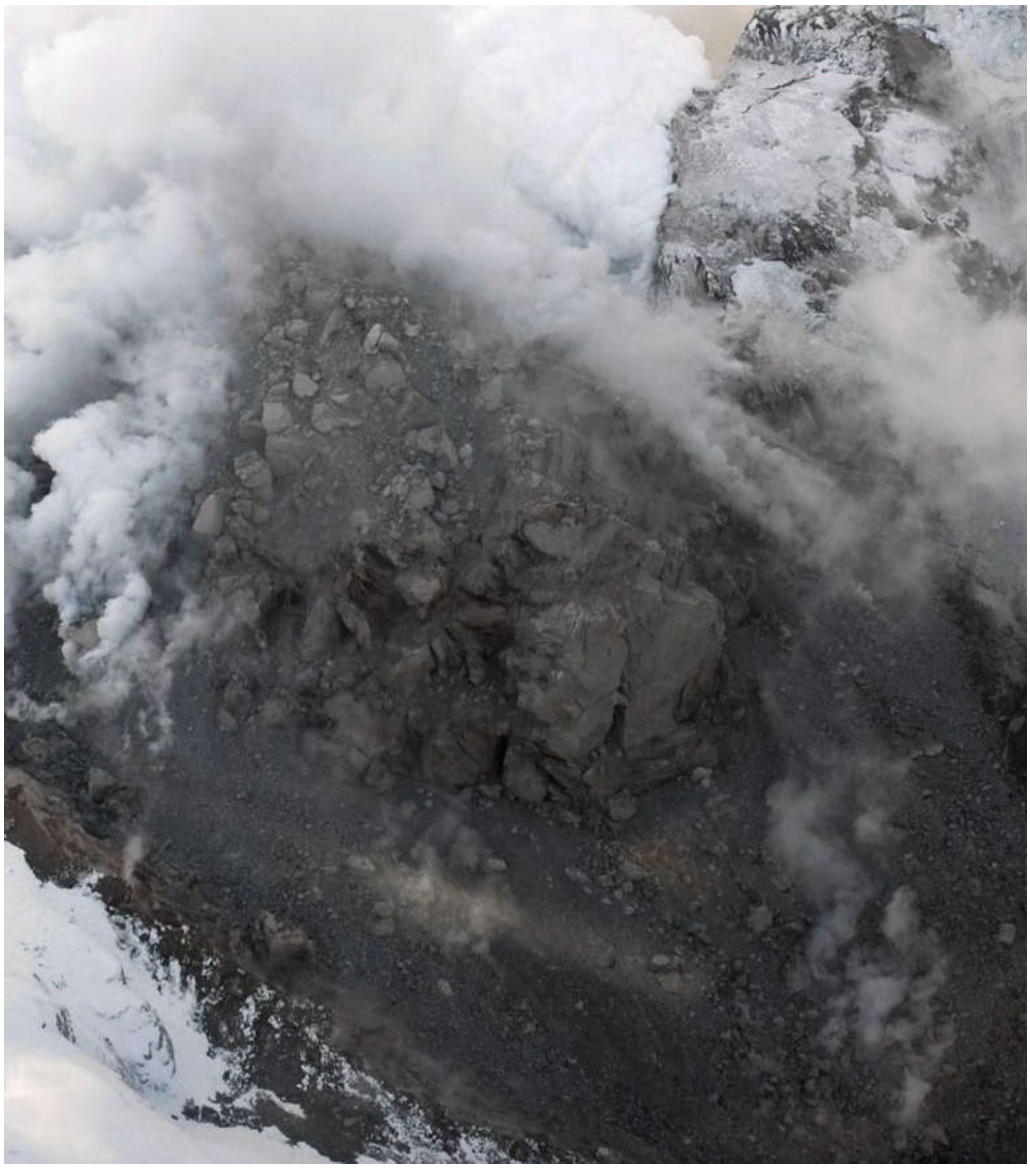


Рис. 5. Фронтальная часть экзогенного купола вулкана Редаут 16 апреля 2009 г. Фото Г. Мак-Гимси, AVO USGS.

В 2004 г. на вулкане Молодой Шивелуч продолжалась экзогенная экструзивная деятельность. На снимке (рис. 6) зафиксирована начальная стадия формирования экзогенного купола. Купол покрыт глыбовым панцирем, в его фронтальной части видна поверхность отрыва, обнажающая монолитное ядро. Слева от экзогенного купола выделяется зеркало скольжения, по которому сползал один из «языков» экзогенного

купола 2002 г. Оставшаяся часть экзогенного купола 2002 г. идентифицируется на западном склоне подстилающего старого купола.

Рис. 6. Начальная стадия формирования экзогенного купола 29 мая 2004 г. Фото С.А. Хубуная.

На следующем изображении (рис. 7) зафиксирована дальнейшая стадия формирования экзогенного купола 2004 г., когда его глыбовый панцирь спустился к подножию старого (эндогенного) купола. По структурным линиям на поверхности глыбового панциря мы можем видеть, что экзогенный купол теряет пластичность в верхней части склона. Далее происходит оползание глыб, которые удерживаются на склоне за счет своей массы и силы трения. В нижней части склона панцирь раздваивается, из его центральной части, также как и из боковой, происходят обвалы глыб, обнажающие подстилающую поверхность. На вершине купола

идентифицируется линейная впадина, которая может указывать на наличие в этом месте структуры расщепления, но поскольку плановая аэрофотосъемка купола 2004 г. не была выполнена, мы не можем утверждать о ее наличии.

Рис. 7. Оползание экзогенного купола по склону подстилающего старого купола 28 июля 2004 г. Фото М.Е. Зеленского.

Впервые структура расщепления на Молодом Шивелуче была выделена американскими исследователями Майклом Рэмси и Риком Весселсом, которые выполнили плановую аэрофотосъемку купола в августе 2005 г. [10]. На снимке (рис. 8) структура расщепления в форме полумесяца окружена глыбовым панцирем, который только начал оползать по южному склону. Прежний экзогенный купол был разрушен в результате крупной эксплозии 27 февраля 2005 г.

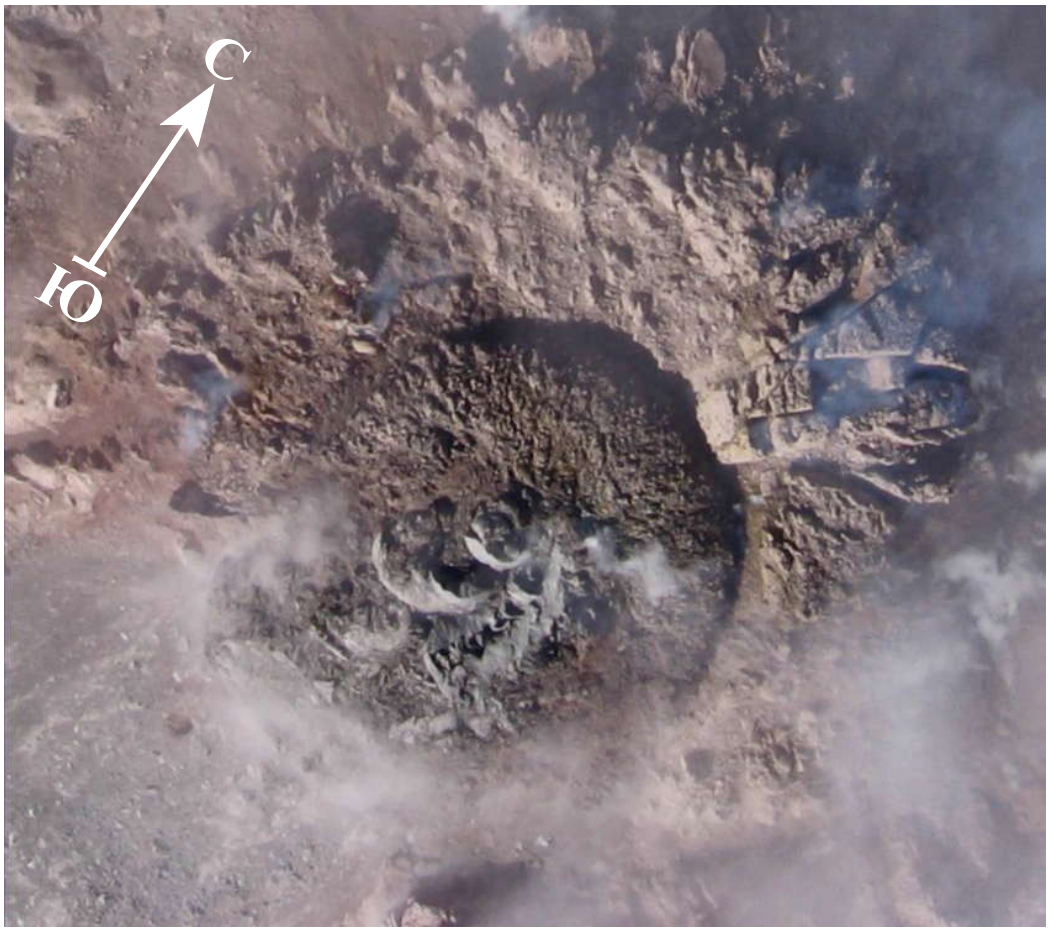


Рис. 8. Структура расщепления на вершине купола Молодого Шивелуча 21 августа 2005 г. Фото Р.Л. Весселса.

В 2012 г. экзогенная экструзивная деятельность продолжалась в виде образования структур расщепления и оползания глыбовых панцирей по подстилающим склонам старого (эндогенного) купола. На снимке (рис. 9) четко выделяется трещина из которой выжимается структура расщепления, имеющая форму, близкую к зеркально-симметричной. На снимке (рис. 10) элементы структуры глыбового панциря, выгнутые против направления движения, свидетельствуют об отсутствии процессов течения. Кроме того, в средней части купола четко идентифицируется вывал, образовавшийся в результате опрокидывания совокупности глыб, направленность которых изменилась с субвертикальной на субгоризонтальную. Такой вывал возможен только при отсутствии связанности полностью затвердевших отдельных глыб, из которых состоит панцирь.

Рис. 9. Структура расщепления на куполе вулкана Молодой Шивелуч 12 июля 2012 г. Фото И.Ю. Свирида.

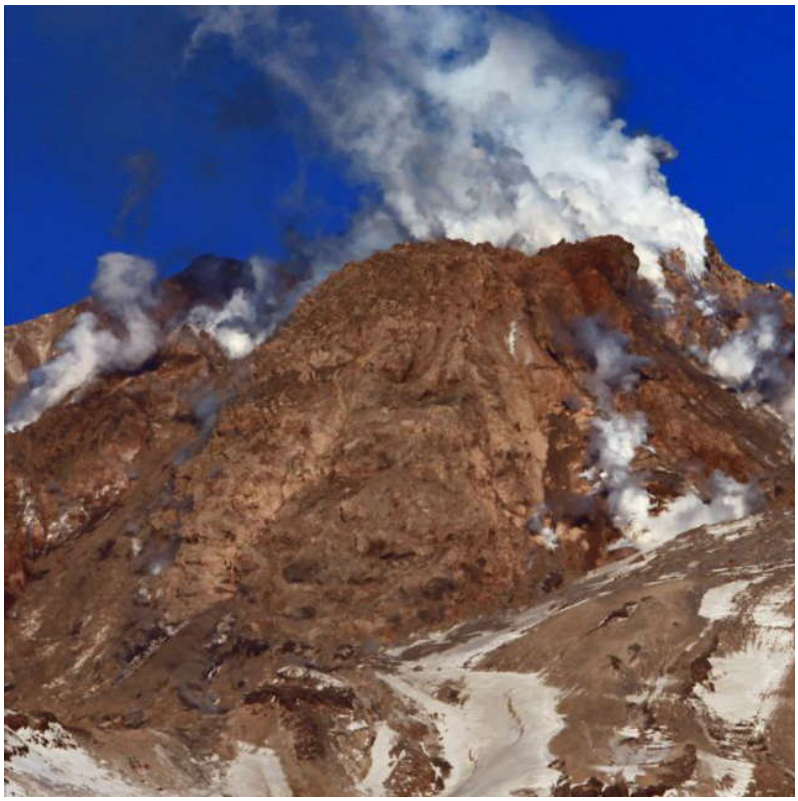


Рис. 10. Глыбовый панцирь экзогенного купола Молодого Шивелуча в 2012 г. Фото Ю.В. Демянчука.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нескольких предыдущих работах о современной активности вулкана Шивелуч [1, 3, 4] описанные выше экзогенные экструзивные образования интерпретируются как лавовые потоки. По нашему мнению, они не могут быть названы лавовыми потоками, так как их форма и структура поверхности демонстрируют отсутствие каких-либо следов течения: вершинные их части значительно мощнее фронтальных; фронт не выражен; отсутствует характерная для вязких потоков каплевидная, расширяющаяся книзу форма; отсутствуют бортовые валы (необходимый элемент вязких андезитовых потоков); структурные линии на поверхности глыбового панциря имеют выгнутую против движения направленность в отличие от выпуклых в сторону течения волн на поверхности лавовых потоков.

Кроме того, основываясь на определении: «Экструзивными называют извержения высоковязкой магмы, которая не способна образовать поток» [5, стр. 76], мы можем заключить, что одновременное сосуществование экструзивной и эффузивной деятельности не представляется возможным. Сам факт появления структур расщепления свидетельствует о деформациях выжимаемого из трещин материала, превышающих предел текучести, вследствие чего данный материал не может являться жидкой лавой.

В подтверждение этого следует отметить, что на вулкане Шивелуч фиксируется постоянный экструзивный рост купола, в то время, как на вулкане Безымянном с возникновением лавовых потоков в 1977 г. экструзивная деятельность прекратилась.

ВЫВОДЫ

1. В 2001 г. на вулкане Молодой Шивелуч произошла смена режима экструзивной деятельности – эндогенный рост купола сменился на преимущественно экзогенный, появилась заметная пластичность экструзивных образований. С 2001 г. по настоящее время на поверхности купола происходит формирование структур расщепления и глыбовых панцирей. Выделены три типа структур расщепления: зеркально-симметричный, радиальный, иррегулярный. Два последних из них не встречались прежде.

2. Материал экзогенного купола при сползании вниз по подстилающей поверхности старого эндогенного купола удерживается в верхней части склона за счет его связанности и пластичности, ниже по склону – за счет своей массы и силы трения.

3. Исследуемые геоморфологические образования не имеют следов течения и не могут быть названы лавовыми потоками. В настоящее время на вулкане Молодой Шивелуч эффузивная активность отсутствует.

Авторы благодарят В.Н. Двигало, Ю.В. Демянчука, А.В. Сокоренко, С.А. Хубуная, М.Е. Зеленского, А.А. Овсянникова за предоставленные фотоматериалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбач Н.В. Первый лавовый поток на экструзивном куполе вулкана Шивелуч, 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 9–16.
2. Двигало В.Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980-1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 104–109.
3. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 48–62.
4. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Рост экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 1980-2007 гг. по геодезическим наблюдениям и видеосъемке // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 3–13.
5. Слезин Ю.Б. Механизм экструзивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 76–84.
6. Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В., Богоявленская Г.Е., Новгородцева Т.Ю., Демянчук Ю.В., Будников В.А., Фазлуллин С.М. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3–19.
7. Barker D.S. Endogenous and exogenous plutons: the influence of emplacement style on contamination of granitic magma // The Canadian Mineralogist. 2007. V. 45. N. 1. P. 63–70.
8. Fink J.H., Anderson S.W. Lava domes and coulees // Sigurdsson H. ed. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. 2000. P. 307–319.
9. Omori F. The Sakura-jima eruptions and earthquakes // Bulletin of the imperial earthquake investigation committee, Tokyo. 1916. V. 8. P. 181–321.
10. Ramsey M.S., Wessels R.L., Anderson S.W. Surface textures and dynamics of the 2005 lava dome at Shiveluch volcano, Kamchatka // Geological Society of America Bulletin. 2012. V. 124. N. 5/6. P. 678–689.
11. Swanson D.A., Dzurisin D., Holcomb R.T., Iwatsubo E.Y., Chadwick W.W., Casadevall T.J., Ewert J.W., Heliker C.C. Growth of the lava dome at Mount St. Helens // Fink J.H. ed. The emplacement of silicic domes and lava flows: Geological Society of America special paper 212. 1987. P. 1–16.
12. Williams H. The history and character of volcanic domes // Univ. Calif. Publ. Bull. Dept Geol. Sci. 1932. 21. P. 51–146.

GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF CURRENT DOME FORMATION PROCESS AT MOLODOY SHIVELUCH VOLCANO

Shevchenko A.V., Svirid I.Yu.

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS
Vitus Bering Kamchatka State University

The paper presents a new interpretation of current dome formation process at Molodoy Shiveluch Volcano. The authors introduce new terms, which have never been previously used in Russian volcanology. These terms suggest a new perspective on the on-going activity at Molodoy Shiveluch and provide a better understanding of the volcano's extrusive process. The paper reveals that in 2001 the endogenous type of extrusive activity transformed into exogenous type. Besides, the article shows that despite expectations, recently no effusive processes have been detected at the dome.

Keywords: Molodoy Shiveluch volcano, exogenous dome, crease structures, blocky carapace

УДК 551.435.627+528.74

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРАТЕРА ТРОИЦКОГО И ОЗЕРА ЗЕЛЕНОГО НА ВУЛКАНЕ МАЛЫЙ СЕМЯЧИК (КАМЧАТКА)

Свирид И.Ю., Шевченко А.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга

Научный руководитель: д.г.-м.н. Мелекесцев И.В.

Представлены результаты исследования кратера Троицкого (вулкан Малый Семячик), полученные на основе анализа картографических и аэрофотографических материалов, а также сведений из предыдущих работ. Показано, что сведения об эксплозивной активности Малого Семячика в 1945–1946 гг. не имеют достаточных оснований. Кратерное озеро возникло в начале 1940-х гг. в уже существующем кратере, а сам кратер был сформирован скорее в результате просадочных и провальных процессов, а не эксплозивных, как считалось ранее.

Ключевые слова: вулкан Малый Семячик, кратерное озеро, морфология кратера.

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Малый Семячик относится к Карымской группе вулканов, расположенной на юге центрального участка Восточного вулканического пояса Камчатки. Его хребтообразная постройка образована слиянием трех последовательно формировавшихся с северо-востока на юго-запад вулканических конусов. Современная активность Малого Семячика сосредоточена в кратере Троицкого – южном кратере его юго-западного конуса и сводится, в основном, к сольфатарно-фумарольной деятельности и термальной разгрузке через кратерное озеро.

Кратерное озеро вулкана Малый Семячик, вследствие его необычного цвета получившее название оз. Зеленое, является одним из самых кислых в мире вулканических озёр.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ КРАТЕРНОГО ОЗЕРА

Кратер Троицкого и оз. Зеленое были открыты и описаны вулканологами В.И. Влодавцем, А.И. Морозовым и В.Д. Троицким (в честь которого и был назван кратер) в конце августа 1946 г. [2]. Ими же было сформулировано предположение, что и кратер Троицкого, и оз. Зеленое образовались в результате извержения 1945–1946 гг.

Данное предположение принимается за исходное в большинстве последующих работ по вулкану Малый Семячик, но, по нашему мнению, оно недостаточно обосновано. С целью более детальной постановки проблемы приведем цитату:

«Из рассказа местного охотника Ф.М. Григорьева, который был на вершине вулкана последний раз 12 июля 1942 г., следует, что в то время на месте кратера Троицкого было небольшое углубление, заполненное снегом, а в Среднем кратере росла трава. Об отсутствии признаков вулканической активности говорит и карта Камчатки, составленная по работам 1943 г., где Малый Семячик назван горой. Всё это позволяет утверждать, что извержение кратера Троицкого произошло в самое недавнее время.

Следы этого извержения в виде свежих покровов из лапилли и уничтоженной растительности наблюдаются достаточно широко …» [2, стр. 27].

При внимательном рассмотрении упомянутой В.И. Влодавцем карты, фрагмент которой представлен на рис. 1, мы можем видеть, что морфология вулкана, отображенная на ней, не имеет существенных отличий от современной, но вместе с тем, отметки высотных точек значительно и бессистемно отличаются от высотных отметок на более поздних картах Малого Семячика. Это несоответствие может быть объяснено неточностью метода дифференцированных процессов, который применялся в то время при составлении карт.

Высотная отметка точки, расположенной на гребне кратера Среднего, имеет значение 1421 м (приблизительно соответствующее современному), а высотная отметка, изображенная на дне кратера Троицкого, равна 1368.6 м. То есть, исходя из данной карты, разница между ними составляет всего 52.4 м, чего быть не может, так как кратер Троицкого изображен условными знаками глубокого обрыва, начинающегося от уровня дна открытой части кратера Среднего, глубина которого уже не менее 100 м (легко определяется по горизонталям, сечение которых 20 м).

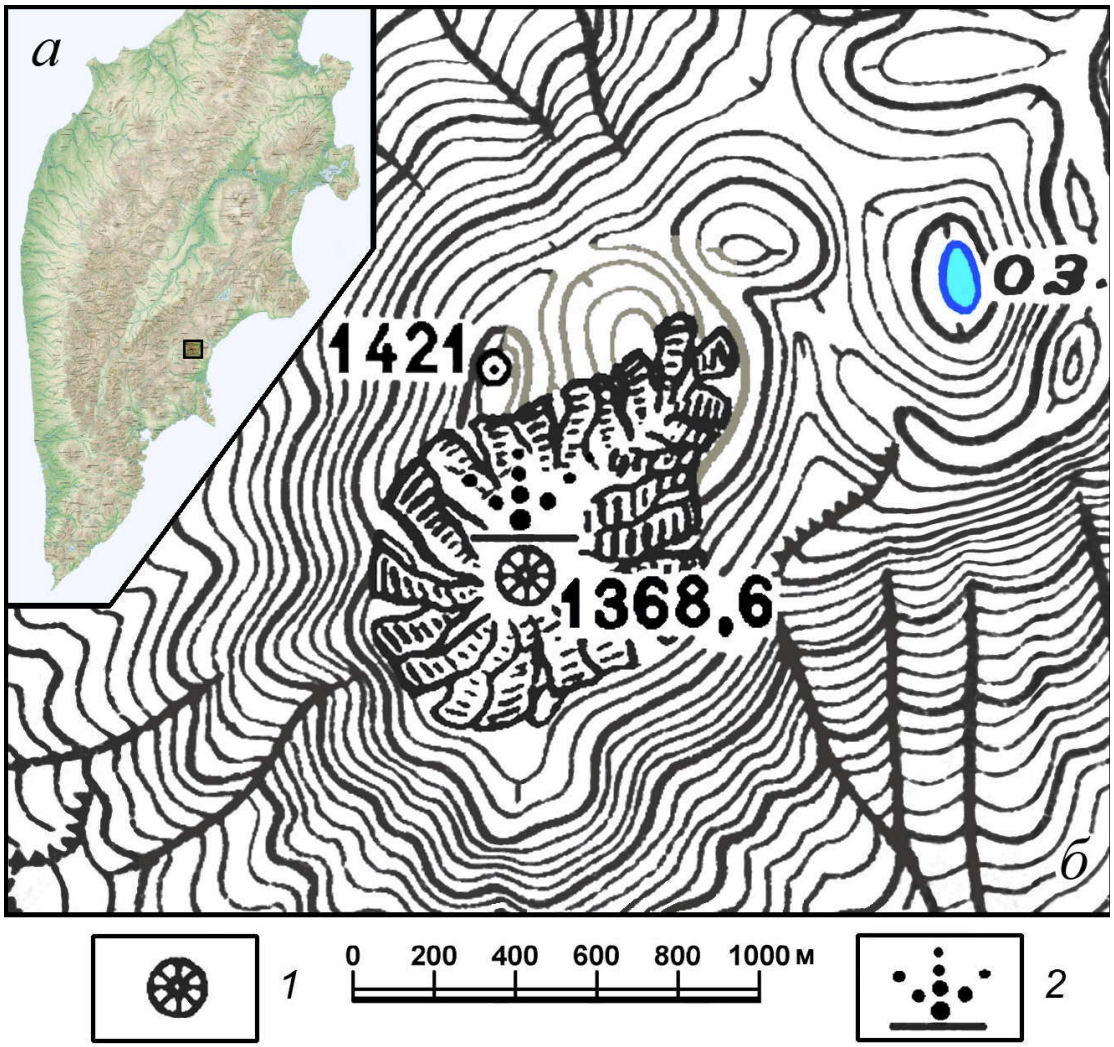


Рис. 1. *а* – положение вулкана Малый Семячик на территории п-ова Камчатка;
б – фрагмент карты вулкана Малый Семячик 1943 г.:
1 – вулканический кратер, *2* – фумарола.
Кратер Троицкого выделен более темным цветом, кратер Средний – светлым. На дне Восточного кратера небольшое озеро.

Кроме того, нетрудно заметить, что высотная отметка, указанная на дне кратера (1368.6 м) не имеет точки, к которой она должна относиться. Если эта отметка не является результатом грубой ошибки, то, скорее всего, она относится не ко дну кратера, а к его восточному гребню, так как ее значение приблизительно соответствует значениям высот этого гребня на современных картах. Таким образом, исходя из анализа карты, можно утверждать, что во время ее составления (1943 г.) кратер Троицкого уже имел значительную глубину.

Совершенно очевидно, что если бы в период с 1943 по 1946 гг. действительно произошло эксплозивное событие, образовавшее на месте небольшого углубления кратер шириной около 700 и глубиной более 100 м, то следами этого не могли быть лишь покровы из лапилли, лавовые глыбы и уничтоженная растительность. Подобное извержение должно было привести к гораздо более значимым последствиям, таким как изменение морфологии вершины вулкана и значительному воздействию на соседние кратеры и близлежащие территории.

Наличие покровов из лапилли свидетельствует о сравнительно небольшом извержении, которое не могло так сильно повлиять на морфологию кратера и его глубину, и, скорее всего, происходило значительно ранее указанного В.И. Влодавцем с соавторами периода.

На карте 1943 г. вулкан Малый Семячик действительно назван горой, но это вовсе не означает, что данная карта является свидетельством отсутствия вулканической активности: на этой карте на дне кратера Троицкого изображена фумарола. Также, особо интересной деталью карты 1943 г. является отсутствие озера в кратере Троицкого. Трудно представить, чтобы картографы могли ошибиться, не заметив озеро на материалах аэрофотосъемки, но при этом разглядели на дне кратера фумаролу. Исходя из этого, мы можем заключить, что озера в момент аэрофототопографической съемки для создания карты 1943 г. действительно не было. Таким образом, достаточно глубокое термальное озеро в кратере Троицкого образо-

валось за весьма непродолжительное время в интервале между аэрофотосъемочными работами генштаба СССР и полевыми наблюдениями сотрудников Ключевской вулканостанции, то есть в первой половине 40-х гг. XX века.

Сведения о «кратерообразующем» извержении, собранные В.И. Влодавцем, А.И. Морозовым и В.Д. Троицким со слов очевидцев, также вызывают сомнения в их надёжности. Приведем цитату: «Нам сообщили (метеоролог А.Ф. Никитин и др.), что … с июля 1945 г. Малый Семячик начал «дымить» … Самые сильные выделения газов (по словам А.Ф. Никитина – «извержения») происходили в сентябре и октябре 1945 г. … Извержения темных туч (с пеплом?) наблюдались два раза. … 14 августа (1946 г.) в 20 час. поднялся над кратером Малого Семячика не особо высоко черный «дым». Такое же явление наблюдалось и 16 августа 1946 г. около 21 часа 30 мин. (Последние сведения получены от А.Я. Дерешева).» [2, стр. 19].

Дело в том, что в 1946 г. участниками Камчатской вулканологической экспедиции Лаборатории аэрометодов АН СССР под руководством Ю.С. Доброхотова была произведена аэрофотосъемка вулкана Малый Семячик [7]. Хотя аэрофильм данной съемки до нас не дошел, один из снимков Малого Семячика был опубликован в [3,8,9], поэтому в настоящее время возможно визуально оценить состояние кратера Троицкого в 1946 г.

Поскольку аэрофотосъемка вулкана Малый Семячик производилась Ю.С. Доброхотовым 27 августа 1946 г. на её материалах должны быть запечатлены следы эксплозивных извержений, происходивших со слов местных жителей за считанные дни до съемки. Вопреки этому, на снимке (рис. 2) мы не находим ни эксплозивных воронок, ни следов заплесков волн цунами в озере. Внимательное прочтение работы [2] при сопоставлении со снимком Ю.С. Доброхотова приводит нас к выводу о том, что уверенно говорить можно лишь о интенсивной фумарольной деятельности Малого Семячика в 1945–1946 гг.

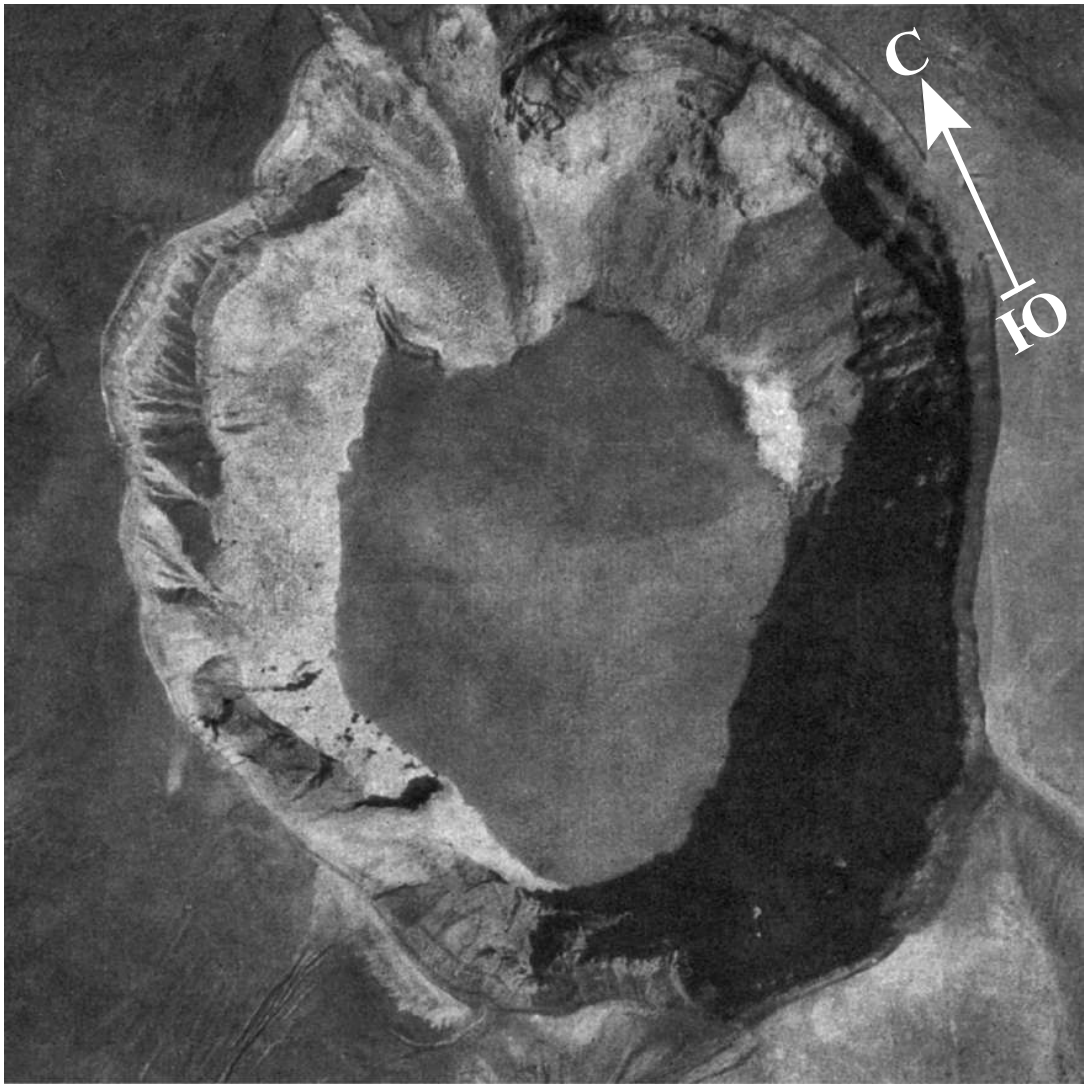


Рис. 2. Аэрофотоснимок кратера Троицкого 27.08.1946 г.
Фото Ю.С. Доброхотова.

Более всего в работе [2] обращает на себя внимание тот факт, что из всех опрошенных вулканологами местных жителей об «извержениях» 14 и 16 августа 1946 г. сообщает только один очевидец – А.Я. Дерешев. Возможное объяснение этому может быть связано с тем, что ближайшее селение – Жупановское – расположено в 21 км на СВВ от Малого Семячика, и всего в 12 км от его створа с Карымским вулканом. В свою очередь Ю.С. Доброхотову во время аэрофотосъёмочных облётов «запомнился небольшой Карымский вулкан, часто удивлявший неожиданными выбросами огромных клубов дыма, быстро рассеивавшихся ветром» [7, стр. 14]. Если

предположить, что А.Я. Дерешев во время наблюдений находился в 10–15 км от селения вверх по течению реки, то виденный им «не особо высоко черный «дым»» мог на самом деле быть произведён Карымским вулканом.

Таким образом, исходя из анализа первоисточников, мы приходим к выводам об отсутствии эксплозивной активности вулкана Малый Семячик в 1945–1946 гг. и об образовании озера в уже существующем кратере вулкана Малый Семячик в первой половине 1940-х гг. О том, что кратер Троицкого не был образован в 1945–1946 гг. можно говорить совершенно уверенно.

ОБРАЗОВАНИЕ КРАТЕРА ТРОИЦКОГО

В 1968–1978 гг. большим коллективом из сотрудников Института вулканологии и приглашенных специалистов производились работы по комплексному геологическому исследованию Карымского вулканического центра. В процессе этих работ были получены радиоуглеродные датировки и на их основе проведена реконструкция истории формирования вулканов, находящихся на его территории. Ю.Б. Селянгиным [10] было выполнено геолого-морфологическое картирование вулкана Малый Семячик. Также, на основании радиоуглеродного определения возраста самых верхних покровов постройки вулкана Малый Семячик, им было выдвинуто предположение об образовании кратера Троицкого около 400 лет назад в результате мощного взрыва, непосредственно вслед за которым последовал период длительного затишья.

Приведём цитату: «Кратер, по заключению О.Б. Селянгина, несомненно вмещал лавовое озеро с уровнем зеркала около 1370 м, переливавшееся на разных участках гребня … Последний ритм ($КС_5$) был чисто эксплозивным. Он начался взрывом, отложения которого залегают в пределах западного и юго-западного секторов подножия в радиусе 3 км от вулкана. Взрывные отложения особенно широко развиты в районе конуса Обманувшего, где они в виде небольших разбросанных всхолмлений лежат на

поверхности лавовых потоков …Главную часть взрывных отложений составляет материал, представленный глубоко измененными эффузивами, которые, разваливаясь в труху, дают в толще зеленоватые, розовые и желтые цветные пятна … Мощность взрывных отложении измеряется от нескольких до десятков сантиметров. В результате этого взрыва (около 400 лет назад) и последующих эксплозий и обрушений стенок кратер Троицкого окончательно оформился в его современных границах.» [1, стр. 233].

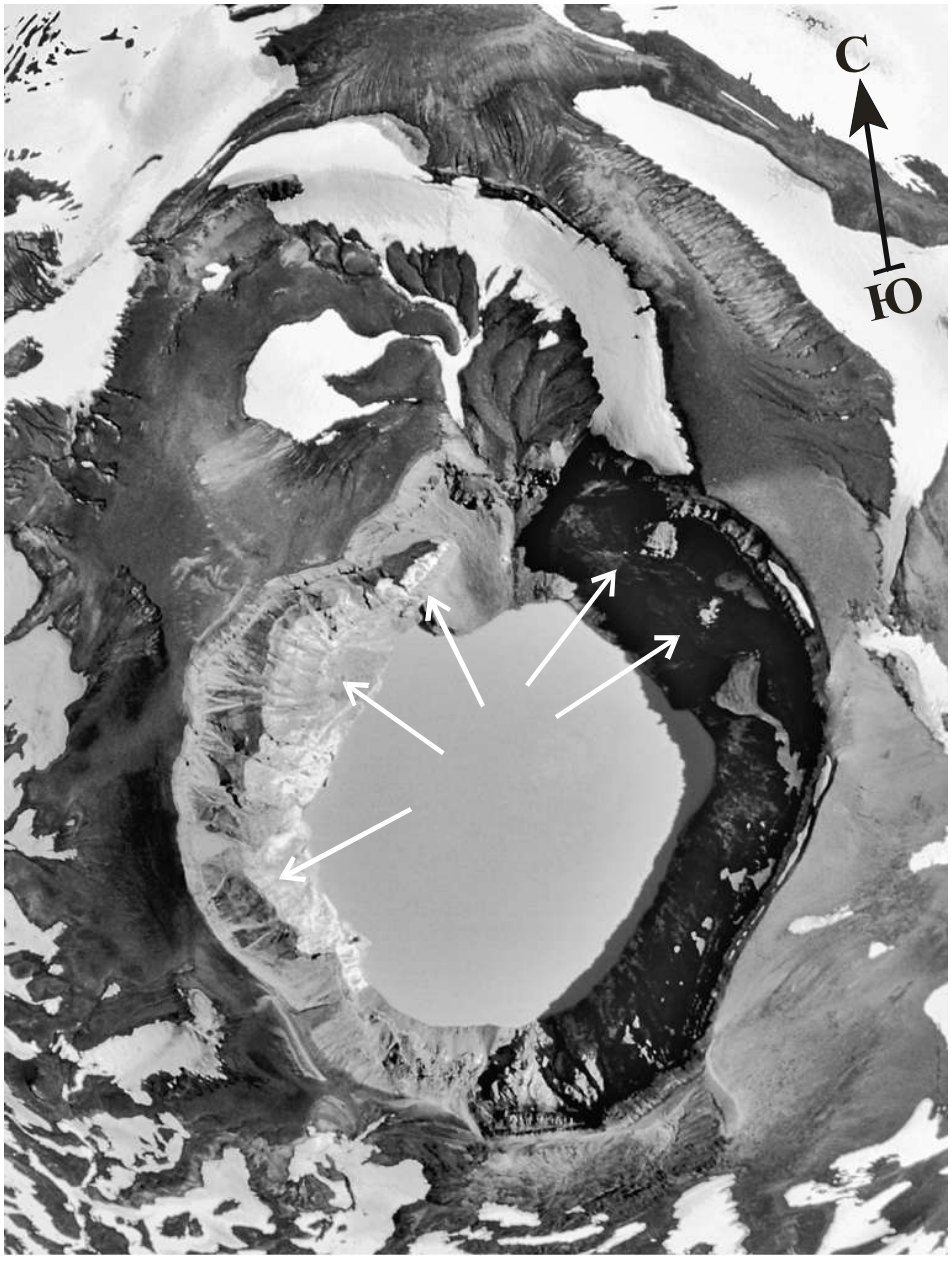


Рис. 3. Плановый снимок вулкана Малый Семячик. Стрелками показаны блоки, опустившиеся в результате просадок, предшествовавших кратерообразованию. Фото В.Н. Двигало, 1986 г.

Действительно, на аэрофотоснимке (рис. 3), мы можем видеть остатки лавового озера в кратере Среднем. По всей вероятности, некогда у него было продолжение в пределах современного кратера Троицкого. Согласно реконструкции О.Б. Селянгина, это лавовое озеро имело вытянутую «корытообразную» (термин О.Б. Селянгина) форму и его поверхность перед образованием кратера Троицкого простиралась вплоть до южной кратерной стенки вулкана Малый Семячик, то есть перекрывала практически всю площадь современного кратера Троицкого.

Если современный кратер Троицкого в прошлом был заполнен до отметки 1370 м (уровень центральной части лавового озера в Среднем кратере), то объем отсутствующего ныне в нём материала составлял не менее 100 млн. $м^3$. Взрыв, которым по предположению О.Б. Селянгина образован кратер, должен был происходить вертикально вверх, поскольку кромка кратера имеет субгоризонтальное положение. Таким образом, выброшенный взрывом материал должен был сформировать отложения по всем склонам Малого Семячика, а не только «в пределах западного и юго-западного секторов подножия».

Как мы можем судить по остаткам лавового озера в кратере Среднем, к моменту образования кратера Троицкого оно было полностью застывшим. Следовательно, значительную часть взрывных отложений должны составлять крупноглыбовые агломераты монолитной лавы, совершенно не имеющие свойства «разваливаться в труху». При взрыве, направленном вертикально вверх, они не могли далеко разлететься. Их отложения мощностью в десятки метров, а не сантиметров, должны были заполнить кратеры Восточный и Средний, форма поверхности последнего из них должна была представлять собой колоссальный бортовой вал.

Рис. 4. Вулкан Камбальный. Вид с ЮЗ. Фото Ю.С. Доброхотова, 1946 г.

В действительности ни одного признака такого катастрофического взрыва, который мог бы образовать Кратер Троицкого, мы не наблюдаем. Объем «взрывных отложений» составляет величину порядка 1% от объема кратера Троицкого. Ни визуально, ни морфологически они ничем не выделяются из общей композиции постройки вулкана Малый Семячик. Для примера на рис. 4 приведен снимок вулкана Камбальный. Хотя кратер, с образованием которого связаны взрывные отложения на южном склоне вулкана, имеет объем на порядок меньший, чем кратер Троицкого, они сильно контрастируют с поверхностью склона не только по морфологии, но и по текстуре.

Следует отметить, что взрывы, как правило, образуют конические отрицательные формы рельефа, в то время как форма кратера Троицкого близка к колодцеобразной. Его максимальная глубина от кромки (около 400 м [5]) составляет более половины относительной высоты вулкана Малый Семячик (около 700 м). Принимая во внимание тот факт, что форма вулкана Малый Семячик далеко не симметрична, а по данным геофизических исследований его южный склон ослаблен [4] мы можем заключить, что в случае, если взрыв достаточной для образования кратера Троицкого мощности действительно имел бы место в постройке вулкана на такой глубине, то направление выброса материла никоим образом не могло быть вертикальным. От воздействия столь сильного и глубокого взрыва постройка вулкана Малый Семячик, должна была принять форму, близкую к таковой у вулканов Безымянный в 1956 г. и Сент-Хеленс в 1980 г., а не к той, которую мы наблюдаем в настоящее время.

Интересной в этом отношении является отмеченная О.Б. Селянгиным закономерность формирования вулканов Карымского вулканического центра, заключающаяся в существовании некоторой (около 1400–1500 м) предельной высоты, выше которой находящиеся на его территории вулканы никогда не поднимались: «относительное единообразие уровня вершин вулканов Карымской группы … показывает, что отражаемая гипсометрией построек максимальная высота подъема магматических колонн определяется долговременным постоянно действующим фактором. Среди всех вероятных сил, вызывающих подъем магмы на поверхность, таким постоянным действием обладает лишь гидростатическое давление. … Таким образом, естественным ограничителем максимально возможного поднятия магмы и роста вулканов является уровень ее гидростатического равновесия. Достижение его вулканами приводит к их угасанию и необходимости перестройки …» [10, стр. 44].

Взрывное происхождение кратера Троицкого коренным образом выбивается из этой концепции, поскольку необходимое для взрыва давление

в постройке вулкана Малый Семячик должно было как минимум на порядок превышать «уровень гидростатического равновесия».

Более вероятным авторам доклада представляется провальное происхождение кратера Троицкого. В этом случае процесс его образования был подобен наблюдавшемуся на вершине вулкана Плоский Толбачик в 1970-х гг. [6] Аэрофотоснимки, иллюстрирующие развитие этого процесса представлены на рис. 5.

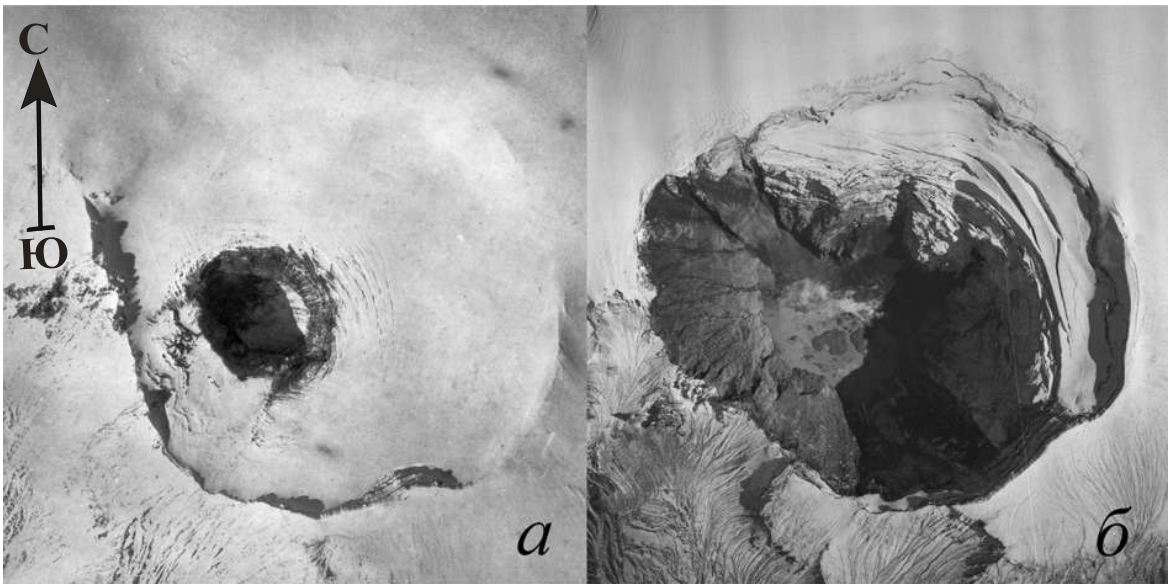


Рис. 5. Аэрофотоснимки малой кальдеры в вершинной части вулкана Плоский Толбачик: *а* – 06.09.1974 г., *б* – 13.08.1977 г.

При сравнении кратеров вулканов Малый Семячик и Плоский Толбачик мы можем отметить их сходство и выявить общие морфологические элементы. Так, на примере Плоского Толбачика мы видим, что провальный кратер образовывался в пределах так называемой малой кальдеры – структуры, на просадочное происхождение которой указывал ещё Б.И. Пийп [11]. В процессе увеличения до современных размеров провальный кратер не поглотил ее полностью, оставив узкую ступень в северо-восточном секторе. Вероятно, провальные процессы имеют ограничение по ареалу действия внутри той площади, которая была затронута предшествовавшими им просадками, поскольку подобные ступени мы можем видеть и в кратере

Троицкого – в его западном, а также северно-восточном секторах. Относительно небольшой блок, продолжающий ступень проседания в западном секторе, наблюдается и со стороны кратера Среднего. Данные образования не могли возникнуть в результате резких движений, вызванных одноактным провалом или взрывом, поскольку, во-первых, они в разных частях имеют различный уклон внутренней стенки, местами доходящий до вертикального, а во-вторых – несмотря на различие в уклоне, а также в материале, из которого они состоят – почти одинаковую амплитуду понижения. Проседание краёв кратера после его образования в силу этих причин также исключается

Любые резкие движения, либо постпроцессы в кратере при отсутствии внутренней опоры, которой являлся для данных блоков в процессе проседания заполнявший его материал, должны были привести к разноамплитудным движениям, обусловленным неоднородным строением стенок кратера и их разным уклоном, а также вызвать обрушение всех субвертикальных и вертикальных блоков. Наличие ступенеобразного понижения внутренней стенки кратера Троицкого (см. рис. 3) является свидетельством просадок, предшествовавших его образованию в результате серии провалов.

По мнению авторов, образование кратера Троицкого занимало несколько лет и происходило в период отсутствия активности вулкана Малый Семячик. Скорее всего, оно было связано с оттоком магматического вещества из его постройки.

ВЫВОДЫ

1. Анализ карты, выполненной Военно-топографическим управлением генштаба СССР, показывает, что на время ее создания кратер Троицкого имел значительную глубину, но озеро в нем отсутствовало. Таким образом, оз. Зеленое образовалось в первой половине 40-х гг. XX века в уже существующем кратере вулкана Малый Семячик.

2. В результате сопоставления материалов предыдущих исследований выявляется необоснованность сведений об эксплозивной активности вулкана Малый Семячик в 1945–1946 гг. Следы извержения в этот период отсутствуют, а активность вулкана, по всей видимости, сводилась к фумарольной.

3. Объем отложений предполагаемого в предыдущих работах кратерообразующего взрыва на два порядка меньший, чем объем кратера Троицкого, а также отсутствие в их составе агломератов указывают на непричастность образовавших их эксплозивных событий к формированию кратера.

4. При сравнении вершинных частей вулканов Малый Семячик и Плоский Толбачик определяются имеющие одинаковое происхождение морфологические элементы, свидетельствующие о формировании Кратера Троицкого в результате серии провалов предварявшихся просадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Сулержицкий Л.Д. Вулкан Малый Семячик // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М.: Наука, 1980. С. 198–235.
2. Влодавец В.И., Морозов А.И., Троицкий В.Д. Вулкан Малый Семячик // Бюллетень вулканологической станции. 1948. Вып. 15. С. 19–27.
3. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологической станции. 1957. Вып. 25. С. 5–95.
4. Горшков А.П. Строение вулканической постройки и некоторые вопросы вулканического районирования (на примере вулкана Малый Семячик) // Бюллетень вулканологических станций. 1976. № 52. С. 30–41
5. Горшков А.П., Гребзды Э.И., Самойленко Б.И., Слезин Ю.Б. К расчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семячик // Бюллетень вулканологических станций. 1975. № 51. С. 50–59.
6. Двигало В.Н., Чирков А.М., Федотов С.А. Новая вершинная кальдера Плоского Толбачика // Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка 1975–1976). М.: Наука, 1984. С. 75–83.
7. Доброхотов Ю.С. Аэросъемка в геологических экспедициях АН СССР // Природа. 1951. № 12. С. 11–19.
8. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Труды лаборатории вулканологии, 1955. Вып. 10. С. 3–82.
9. Святловский Е.А. Атлас вулканов СССР. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1958. 174 с.
10. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
11. Пийп Б.И. Вулкан Толбачик // Бюллетень вулканологической станции. 1954. Вып. 20 . С. 69–71.

FORMATION OF THE TROITSKY CRATER AND ZELYONOYE LAKE AT MALY SEMYACHIK VOLCANO (KAMCHATKA)

Svirid I.Yu., Shevchenko A.V.

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS
Vitus Bering Kamchatka State University

The paper presents the results from investigation of the Troitsky Crater (Maly Semyachik Volcano) based on the analysis of cartographic and aerial photographic materials and also on data from previous research. The investigation revealed lack of reliable data on explosive activity at Maly Semyachic Volcano over 1945–1946. The crater lake was formed in early 40s of the 20th century inside the already existing crater, which had been formed rather due to collapse-subsidence processes than as a result of previously suggested explosive processes.

Keywords: Maly Semyachik Volcano, crater lake, crater morphology.

УДК 553.078.2

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАУЖЕТСКОГО И НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ВЭЗ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

***Денисов Д.К.*[1], *Нуждаев И.А.*[2], *Феофилактов С.О.*[2]**

[1] *Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга,*

[2] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Научный руководитель: д.г.-м.н. С.Н Рычагов

Представлены результаты электроразведочных работ на Паужетском и Нижне-Кошелевском геотермальных месторождениях. В 2012 году были проведены работы методом ВЭЗ по профилю, пересекающему выделенные ранее структуры Паужетского месторождения. Выполнены зондирования в 35 точках. В 2013 году проведены электроразведочные работы методом ВЭЗ на Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении. Выполнены зондирования в 17 точках. По результатам этих работ получены предварительные данные по распределению кажущихся сопротивлений на глубину. Выделены зоны, проницаемые для гидротермальных растворов или парогазового теплоносителя.

Ключевые слова: вулканический массив, пародоминирующее геотермальное месторождение, вододоминирующее геотермальное месторождение, вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), кажущееся удельное сопротивление, геоэлектрический разрез, проницаемые зоны.

ВВЕДЕНИЕ

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район расположен на юге Камчатки. Он включает Кошелевский вулканический массив и Камбальный вулканический хребет с приуроченными к ним крупными разгрузками парогидротерм, а также Паужетскую гидротермальную систему (рис. 1). К Кошелевскому вулканическому массиву приурочены две крупные разгрузки парогидротерм: Верхне- и Нижне-Кошелевская. На площади Паужетской системы также происходит естественная разгрузка тепла – на термальных полях Восточно-, Верхне-, Южно- и Нижне-Паужетском, а также на «теплых почвах» в долине р. Паужетка.

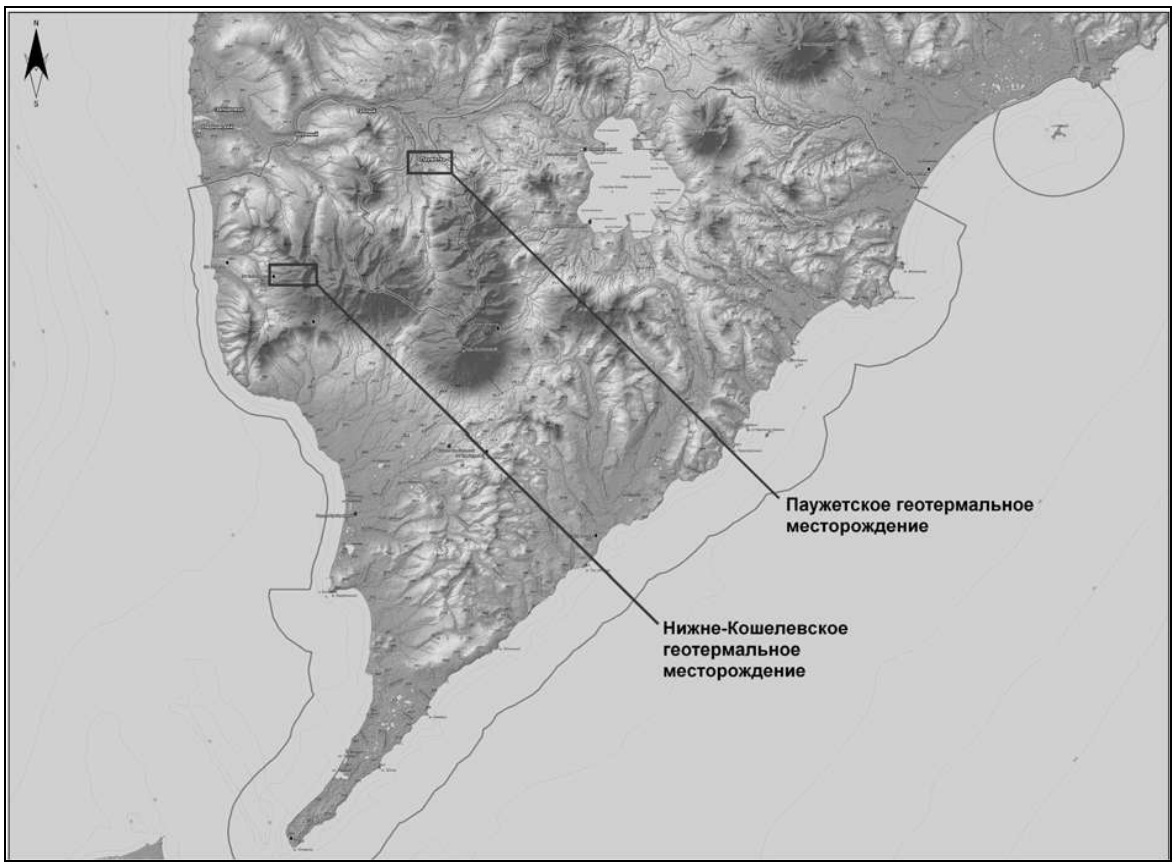


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования.

Район работ интенсивно изучался в 1960-80-х гг. В последнее время здесь проводятся тематические исследования Южнокамчатско-Курильской экспедицией ИВиС ДВО РАН. В задачи экспедиции входит геологическое, геохимическое и гидрогеологическое опробование, изучение свойств гидротермальных глин и др. минеральных новообразований, слежение за изменением температурного и геохимического режимов термальных полей, изучение структуры термопроявлений геофизическими методами [15]. В последние годы на изучаемой территории были проведены гравиметрические, микросейсмические, магнитометрические и электроразведочные работы с использованием современной аппаратуры [1, 2, 3, 10] с целью уточнения строения геотермальных месторождений и термоаномалий в связи с тем, что полученные ранее данные, в т.ч. и геофизическими методами, не отвечают на вопросы о структуре подводящих каналов гидротерм, положении источников парогидротерм, и др. Настоящая работа посвящена

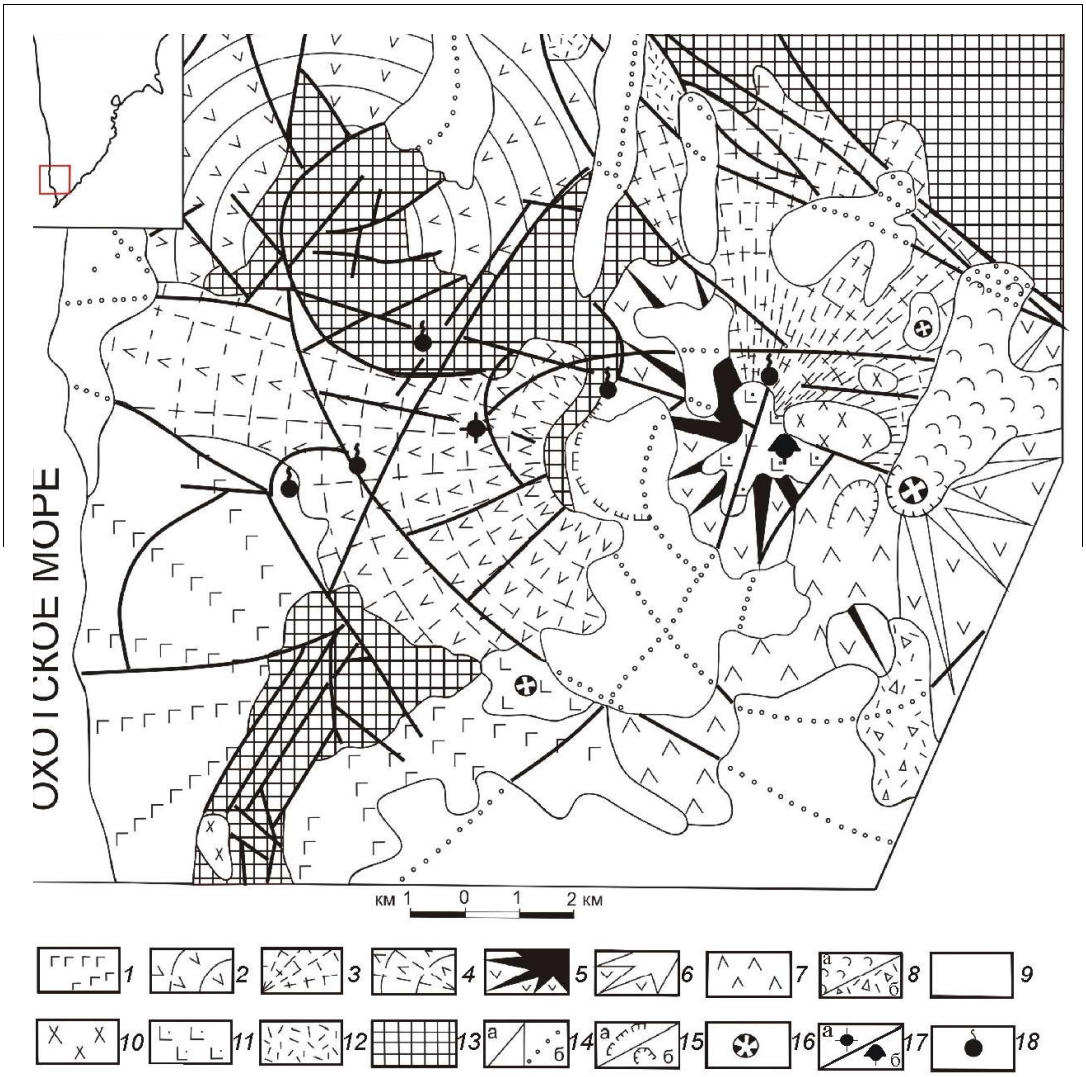
уточнению геологического строения Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Целью работы является выделение горизонтов горных пород, по которым происходит подъем и разгрузка (фильтрация) гидротермальных растворов и паро-газовой смеси в структуре геотермальных месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

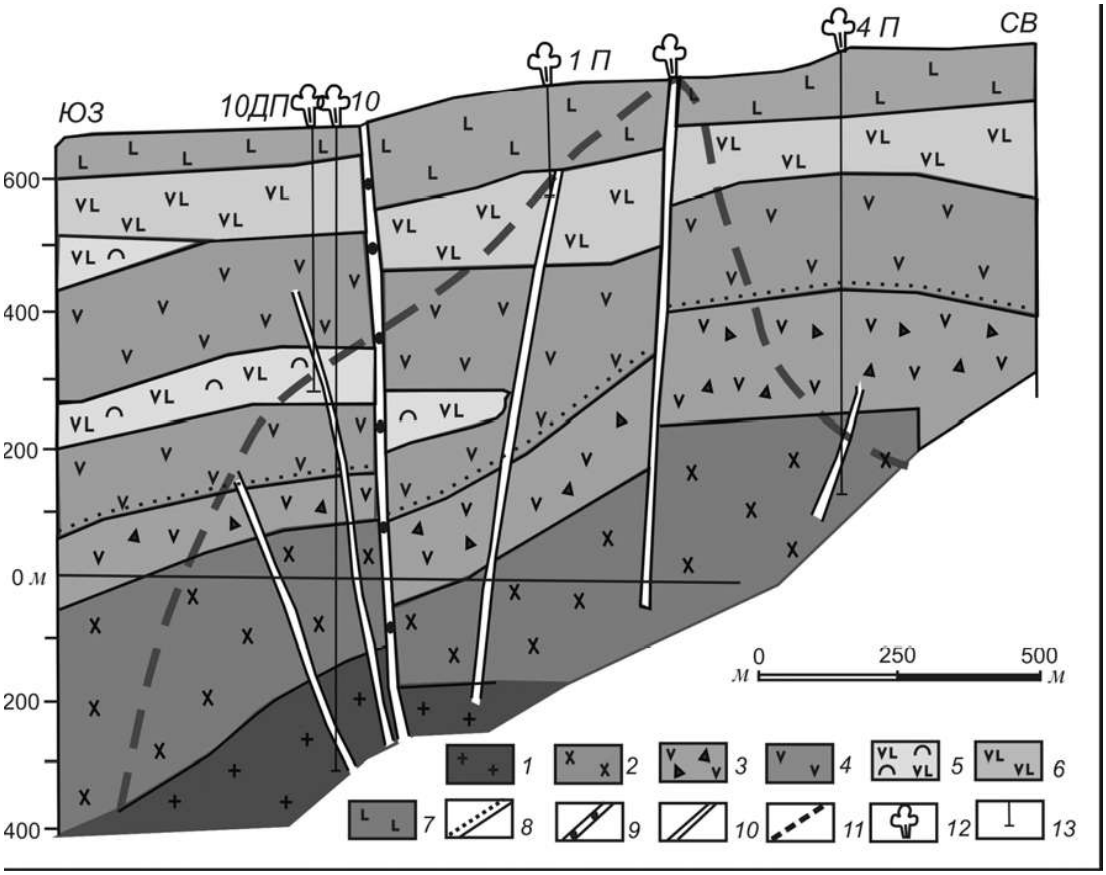
Геологическая характеристика Нижне-Кошелевского геотермального месторождения.

Месторождение находится на западном склоне Кошелевского вулканического массива, представленного несколькими полуразрушенными стратовулканами (Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный), экструзивными куполами и субвулканическими телами [4, 13] (рис. 2). Развитие Кошелевского вулканического массива продолжалось от среднего плейстоцена по голоцен. К нему приурочены две крупные разгрузки парогидротерм: Верхне- и Нижне-Кошелевская термоаномалии (т/а), а также серия более мелких термопроявлений.

Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение приурочено к вулкану Западный. Пологий конус вулкана сложен лавами андезитов и андезидацитов, в основании залегают лавы и туфы более основного состава. По результатам бурения глубоких скважин на месторождении были оценены прогнозные ресурсы (до 94 МВт электрической мощности) и выделена зона перегретого пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км [13]. Вершина паровой зоны выходит на дневную поверхность, где происходит разгрузка парогидротерм (Нижне-Кошелевская т/а) (рис. 3).


ОХОТСКОЕ МОРЕ
км 1 0 1 2 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

В основании изученного разреза залегает многофазное интрузивно-субвулканическое тело диоритов – диоритовых порфиритов, окруженное зоной мегабрекчий. Интрузивно-субвулканический комплекс перекрывается вулканогенно-осадочной толщей, вероятно, неогенового возраста. Считается, что лавы и экструзии среднего (до кислого) состава четвертичного возраста служат верхним водоупором для гидротермальной системы [14], см. рис. 3. Описание Нижне-Кошелевской т/а приводится в ряде работ [9, 10, 15, др.].



Геологическая характеристика Паужетского геотермального месторождения.

Паужетское геотермальное месторождение, в отличие от Нижне-Кошелевского, относится к вододоминирующему типу. Оно расположено в крупной кальдере [7] (рис. 4).

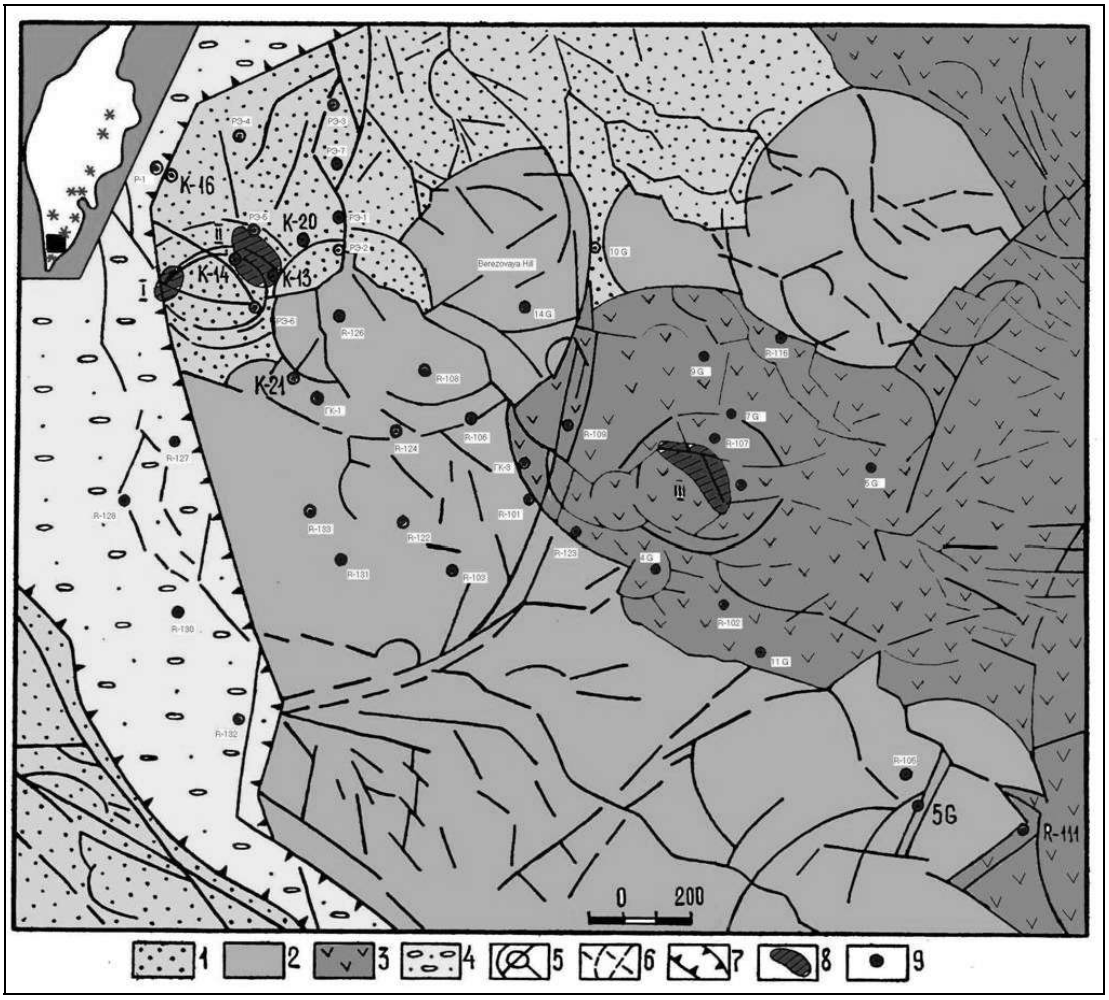
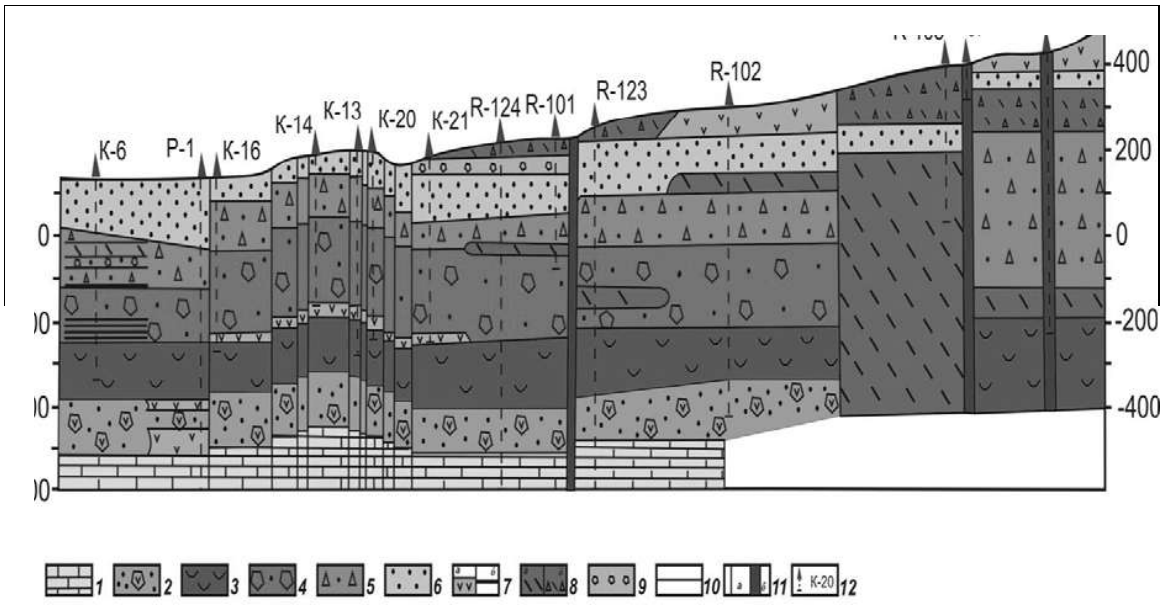


Рис. 4. Схема геологического строения Паужетского геотермального месторождения [17]. 1 – вулканогенно-осадочные породы Верхне-Паужетской подсвиты; 2 – лавы андезидацитов Камбального хребта; 3 – лавы андезибазальтов Камбального хребта; 4 – современный Паужетский грабен; 5, 6 – кольцевые и линейные тектонические нарушения; 5 – отдешифрированные в рельефе и подтвержденные геолого-геофизическими, геохимическими и другими материалами, 6 – предполагаемые; 7 – границы Паужетского грабена; 8 – термальные поля; I – Южное, II – Верхнее, III – Восточное; 9 – скважины колонкового бурения и их номера.

В строении месторождения принимают участие осадочные, вулканические и вулканогенно-осадочные породы от основного до кислого

состава [17]. В строении верхней части разреза, представляющей повышенный интерес для наших исследований, принимают участие потоки лав андезидацитов и андезибазальтов, образованные на этапе формирования тектоно-магматического поднятия Камбального хребта, туфы и туффиты верхнепаужетской подсвиты и верхнечетвертичные отложения Паужетского грабена.



мальные процессы и, более того, с ними могут быть связаны источники тепла для Паужетской гидротермальной системы. Этот вопрос является принципиальным, поскольку традиционно считается, что источник тепла для этой системы является наведенным (находится в недрах Камбального хребта, по В.В. Аверьеву и др. [12], или в структуре Кошелевского вулканического массива, по В.А. Воронкову [5]). Продолжение геофизических исследований, начатых нами, вероятно, в будущем позволит ответить и на этот вопрос.

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНАЯ АППАРАТУРА

Для проведения электроразведочных работ применялась следующая аппаратура:

– *электроразведочный генератор ВП-1000* (ООО «Элгео»)

Генератор предназначен для вырабатывания в нагрузке разнополярных прямоугольных импульсов тока и может работать в двух режимах. В режиме РПИ-1 генератор вырабатывает разнополярные прямоугольные импульсы тока без пауз (режим переменного тока). В режиме РПИ-2 генератором вырабатываются разнополярные прямоугольные импульсы тока с паузами, длительность которых равна длительности импульсов. Генератор позволяет работать на частотах от 4.88 до 0.08 Гц. Допустимый диапазон напряжений на выходе – 50-800 В. Максимальная выходная мощность в импульсе тока 1000 Вт. Прибор оснащен ЖК-дисплеем, управление функциями осуществляется с помощью кнопочного интерфейса. Питание генератора осуществляется от внешнего источника переменного напряжения 220 В, 50 Гц. Масса генератора -10 кг [6].

– *инверторный бензогенератор Yamaha EF2000iS*

Генератор обладает номинальной выходной мощностью переменного тока в 1600 Вт и максимальной выходной мощностью тока 2000 Вт. Имеет компактный размер и вес около 20 кг. На миниэлектростанции имеется

указатель уровня топлива, система предупреждения, которая предотвращает повреждение двигателя и обеспечивает работу. Автоматический выключатель предотвращает повреждение инверторного генератора при перегрузке [19].

– *многофункциональный электроразведочный измеритель МЭРИ-24 (*ООО «Северо-Запад»).

Прибор позволяет проводить работы методом сопротивлений (КС), вызванной поляризации (ВП), частотного зондирования (ЧЗ), электрической томографии (ЭТ), естественных полей (ЕП). Измеритель состоит из двух основных узлов: усилителя постоянного тока с АЦП и формирователем сигнала калибровки, а также блока управления. Аппаратура снабжена графическим жидкокристаллическим индикатором и клавишным модулем управления. Питание осуществляется от блока аккумуляторных батарей с выходным напряжением 10.5-14.5 В. Прибор может работать в широком диапазоне частот от 0.15 до 680 Гц. Измеритель оснащен встроенной памятью данных на 16 Мбайт. Сброс данных осуществляется через USB-порт. Измеритель обладает компактным размером и весом около 3 кг [8].

– *штыревые электроды*

Для устройства заземлений в питающей линии (АВ) были использованы стальные штыревые электроды. В приемной линии (MN) использовались штыревые латунные электроды.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ

Электрическое зондирование – это модификация метода сопротивления, позволяющая изучить вертикальный геоэлектрический разрез. Метод позволяет определять мощности и удельное сопротивление отдельных геоэлектрических горизонтов в слоистых разрезах с углами падения $< 20^0$.

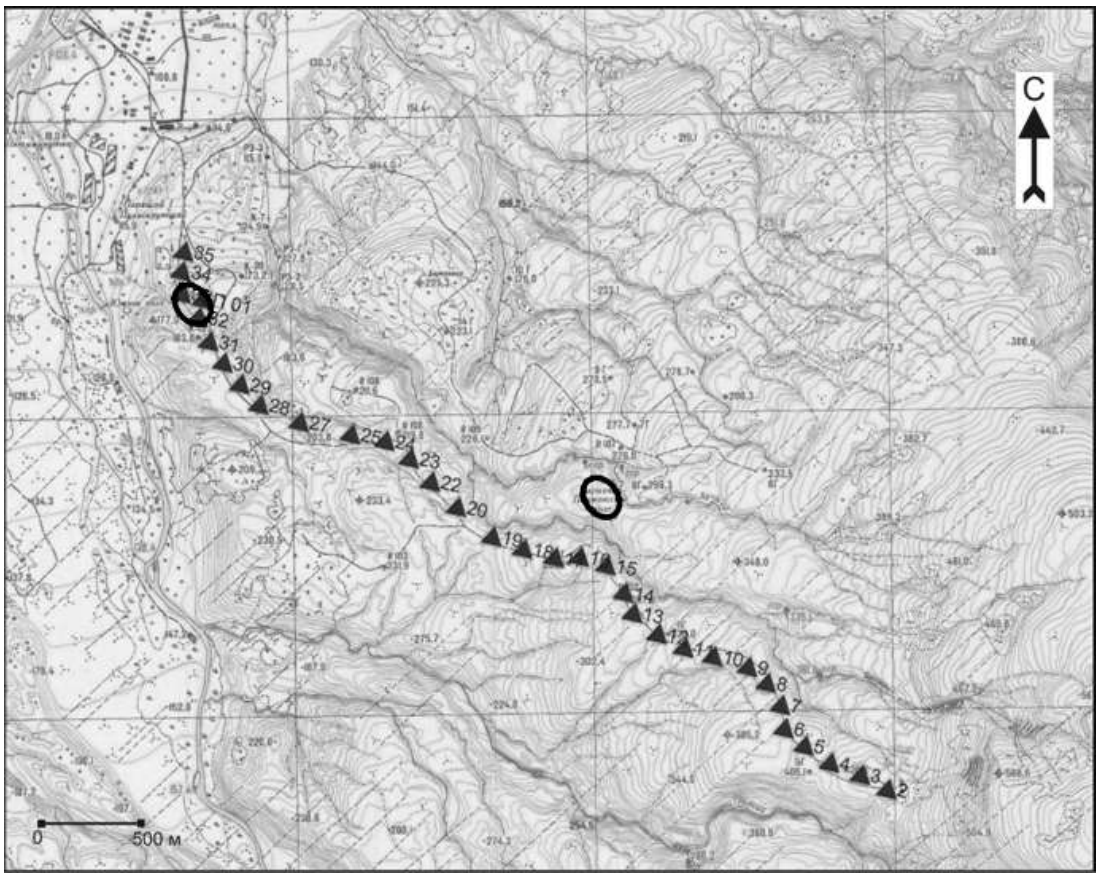
Электроразведочные работы проводились методом (ВЭЗ) с симметричной четырехэлектродной расстановкой Шлюмберже. Величина линии MN остается постоянной, а расстояния между питающими электродами

(АВ) (расстановка) постепенно увеличиваются в геометрической прогрессии. Отметки расстояний расстановки питающей линии предварительно маркируются на кабеле.

ВЭЗ выполняются следующим образом. У точки зондирования устанавливаются электроразведочный измеритель и генератор. На небольшом расстоянии друг от друга (первый разнос) устраиваются заземления приемной линии. Затем вдоль направления линии MN располагается первый разнос питающей линии. Далее подают ток в питающую линию и измеряют разность потенциалов в приемной линии, силу тока (I) в АВ и рассчитывают кажущееся удельное сопротивление среды по формуле: $\rho_к=\kappa(\Delta U/I)$, где κ – геометрический коэффициент расстановки. Далее питающие электроды переносятся на следующий разнос и снова определяется $\rho_к$. При отношениях AB/MN больше 20 разность потенциалов становится слишком малой и помимо увеличения силы питающего тока приходится увеличивать и длину разноса приемной линии. При этом MN всегда должно быть меньше 1/3 АВ. Разносы питающей линии составили от 5 до 1040 м, а приемной линии от 2 до 50 м. Это позволяет изучить геоэлектрические свойства пород на глубину до 300 м. Для получения перекрытий на кривых ВЭЗ замеры на двух линиях MN проводятся при двух разносах АВ. По окончании работ проводят контрольные измерения в 5 % объеме и определяют среднюю относительную погрешность съемки. Полученные значения сопротивлений строят в виде кривых на логарифмическом бланке [18]. Дальнейшая обработка производится в программе IPI2WIN (кафедра геофизики МГУ, А.А. Бобачев, И.Н. Модин, В.А. Шевнин). Принцип обработки полученных кривых сводится к подбору слоев и параметров сопротивления для них с максимальным совпадением теоретической кривой с практической. Коэффициент корреляции для кривых составил около 5 %. По результатам обработки данных строятся псевдоэлектрический и геоэлектрический разрезы на глубину до 300 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На Паужетском геотермальном месторождении в 2012 г. проведены ВЭЗ по профилю из 32 точек, пересекающему центральную часть Паужетского геотермального месторождения с юго-востока на северо-запад. Протяженность профиля составила около 3 км (рис.6). Средний интервал между точками ВЭЗ 100 м. Профиль проходит через Верхне-Паужетское термальное поле (овал в С-З части) и в непосредственной близости от Восточно-Паужетского термального поля (овал в центральной части). Средняя относительная погрешность съемки составила 3 %.



– контуры термальных полей; ▲ – пикеты съёмки.

Рис. 6. Схема профиля пунктов ВЭЗ в районе Паужетского геотермального месторождения.

По полученным данным в программе IPI2WIN построены псевдоэлектрический и геоэлектрический разрезы на глубину до 300 м (рис. 7).

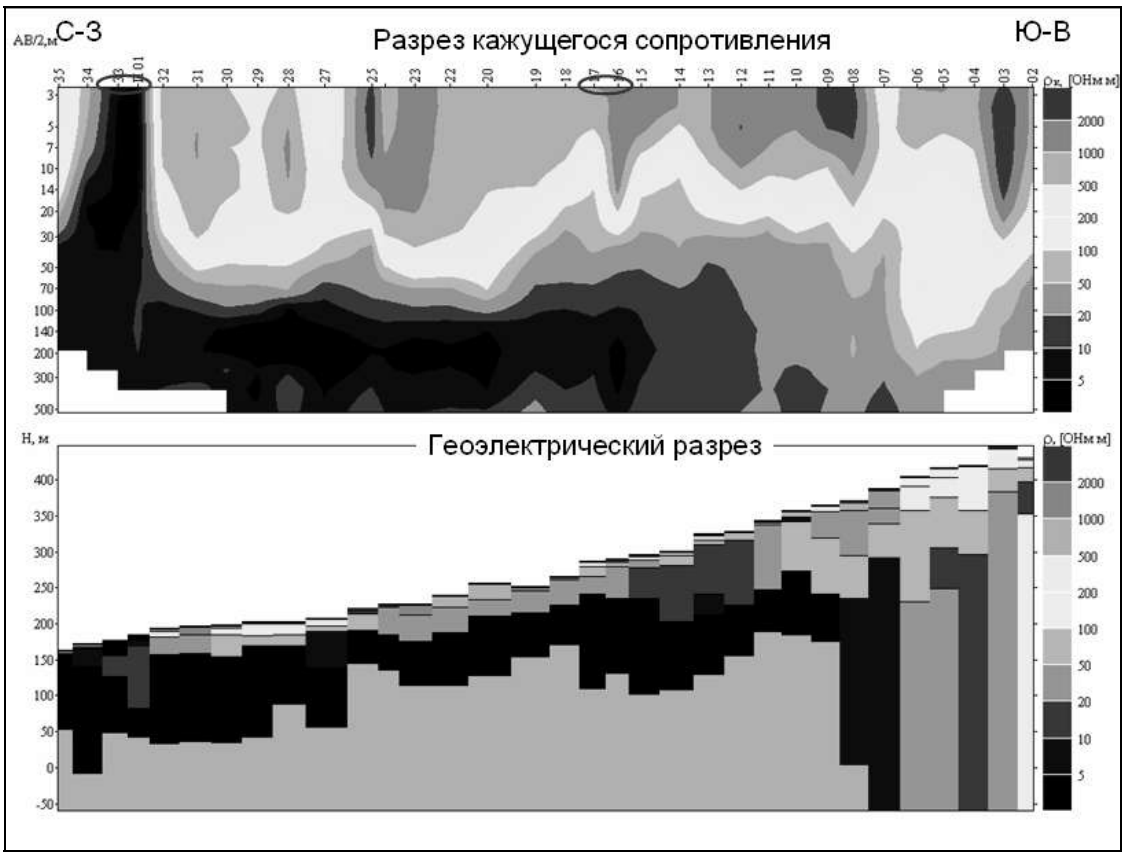


Рис. 7. Псевдоэлектрический (вверху) и геоэлектрический (внизу) разрез по секущему профилю на Паужетском геотермальном месторождении.

По построенным разрезам можно сказать, что выделяется четыре горизонта пород, различных по удельному сопротивлению. Первый горизонт - высокоомный горизонт пород с сопротивлениями 200–1200 Омм и мощностью от 0–20 м в С-З части профиля и до 60 м в Ю-В части. Второй горизонт - горизонт с сопротивлениями 30–60 Омм и мощностью от 5–40 м до 60 м в Ю-В части профиля. Глубина залегания верхней кромки которого составляет 12–20 м. Третий горизонт - горизонт пород, выходящий на поверхность в районе Верхне-Паужетского термального поля и его верхняя кромка уходит на глубину до 90 м в Ю-В части профиля. Удельное сопротивление от 2–5 Омм, в верхней части - 5–15 Омм. Мощность этого горизонта варьирует от 45–50 м до 130 м на участке поверхностной разгрузки парогидротерм. Четвертый горизонт - подстилающий пласт с удельным сопротивлением 700–900 Омм, верхняя кромка которого расположена на

глубине от 80 до 180 м. В Ю-В части профиля верхняя кромка этого пласта нами не выделена в виду недостаточно длинных разносов питающей линии из-за больших перепадов высот.

Проводящий горизонт имеет три чашеобразные области, предположительно, связанные с тектоническим строением Паужетского геотермального месторождения.

Верхне-Паужетское термальное поле характеризуется низкими удельными сопротивлениями до глубины 130 м. Глубже находятся породы с высоким удельным сопротивлением 700–900 Омм.

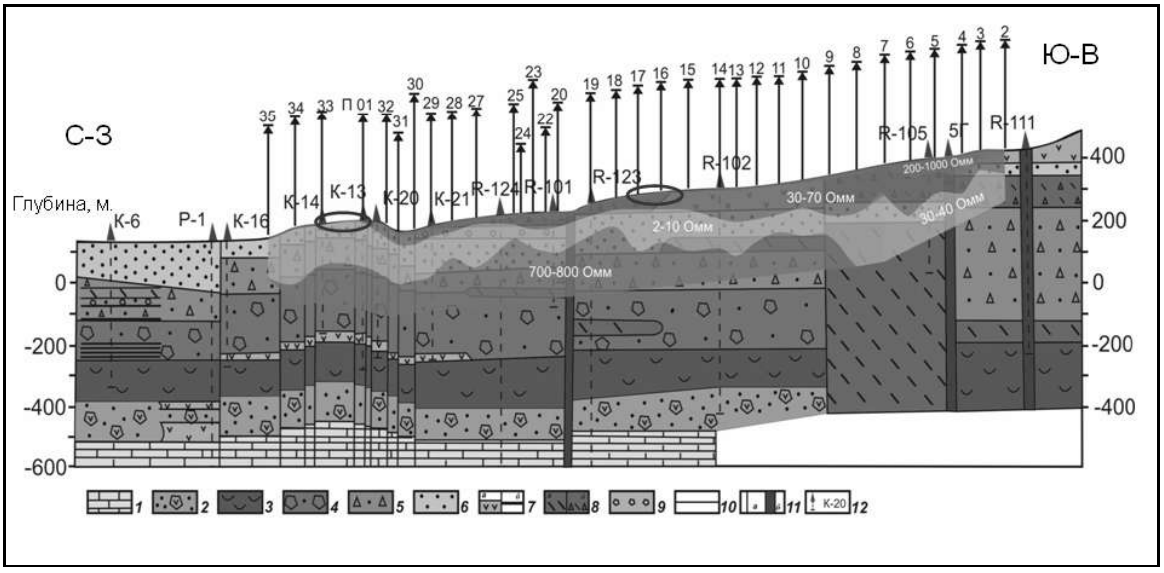


Рис. 8. Геологический разрез Паужетского геотермального месторождения, совмещенный с полученным геоэлектрическим разрезом. Подрисуночные подписи - см. рис.2.

Геоэлектрический разрез совмещен с геологическим разрезом (рис. 8). Выделяемый нами низкоомный горизонт должен был бы соответствовать среднепаужетской подсвите, которая считается водоносным горизонтом для минерализованных термальных вод. Однако, проводящий горизонт захватывает и среднепаужетскую подсвиту, и часть верхнепаужетской (т.е. часть водоупора). А в районе термального поля вся верхняя часть разреза может быть отнесена к водопроводящей или парогазонасыщенной. Этот предварительный результат представляет большой интерес с точки зрения

уточнения физических свойств (проницаемости, теплопроводности, др.), так называемого, водоносного горизонта, и водоупора.

На Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении в 2013 г. проведены ВЭЗ в 17 точках (рис. 9). Пикеты располагались по неравномерной сети со сгущением в районе термальных разгрузок. Средняя относительная погрешность съемки составила 6 %.

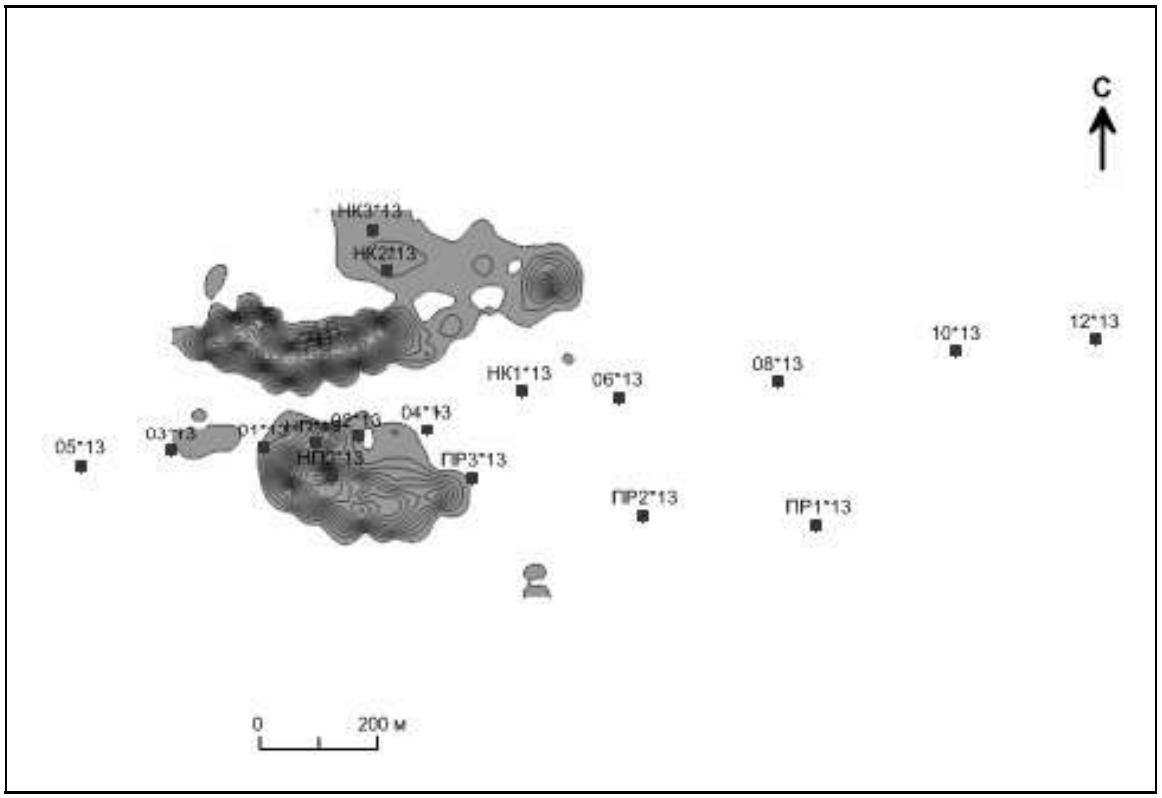


Рис. 9. Схема точек ВЭЗ. Темные области – температурные границы термальных полей по 20 град. изотерме [9]. Верхняя темная область – Нижне-Кошелевская разгрузка парогидротерм, нижняя – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле. Черными точками показаны пункты зондирований и их номера.

По результатам проведенных электроразведочных работ построены псевдоэлектрические разрезы через основные термальные разгрузки. Первый псевдоэлектрический разрез построен по линии с запада на восток (рис. 10). Он проходит вдоль основной термоаномалии и пересекает край Нижне-Кошелевского Нового термального поля. Разрез представлен высокоомной толщей с сопротивлениями 500–2000 Омм, и проводящей областью с сопротивлениями 10–30, прорывающей эту толщу в районе Нижне-

Кошелевского Нового термального поля. Проводящий горизонт пород подходит к поверхности в районе термоаномалии.

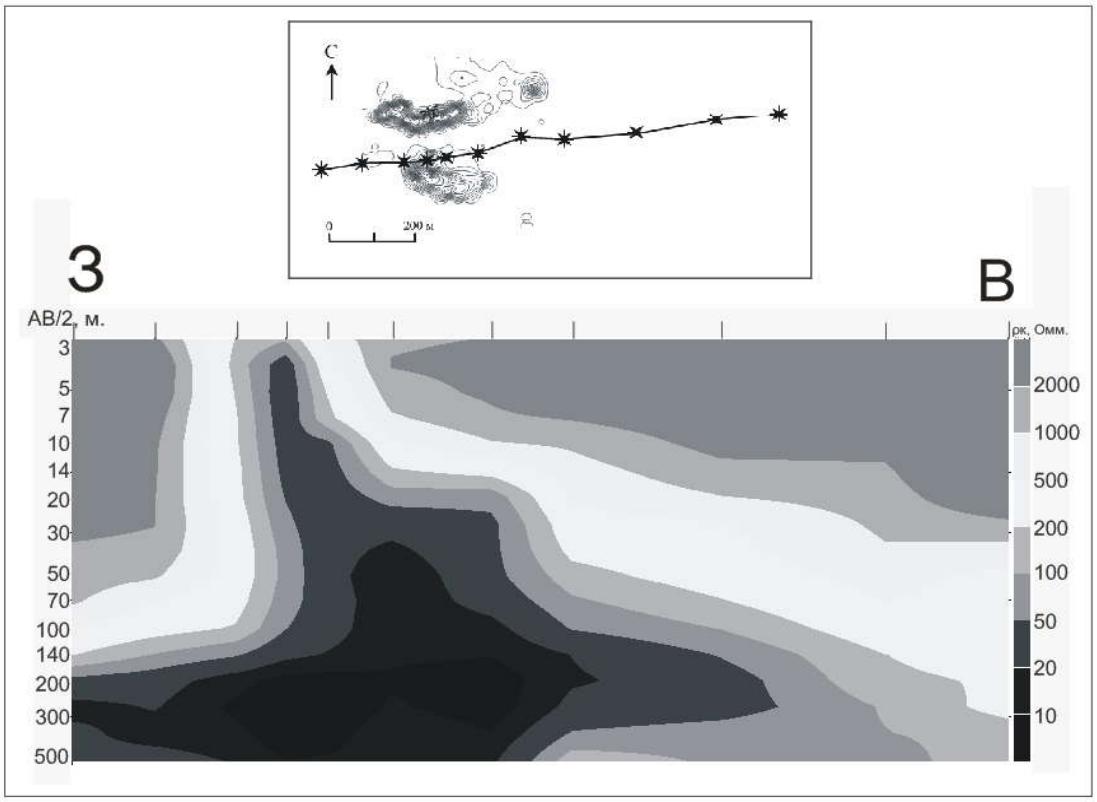


Рис. 10. Псевдоэлектрический разрез на по субширотному профилю Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении. Вверху показано пространственное положение профиля.

Второй псевдоэлектрический разрез построен по линии с С-З на Ю-В (рис. 11). Профиль пересекает обе термоаномалии и выходит за их границы. На разрезе выделяется высокоомный горизонт пород в приповерхностной части с сопротивлениями 500–2000 Омм. Этот комплекс пород подстилается и прорывается проводящим горизонтом пород с сопротивлениями 5–20 Омм в месте разгрузки Нижне-Кошелевских парогидротерм. На границе этих двух горизонтов прослеживается толща пород с сопротивлениями 20–50 Омм, которая выходит к поверхности в районе Нижне-Кошелевского Нового термального поля.

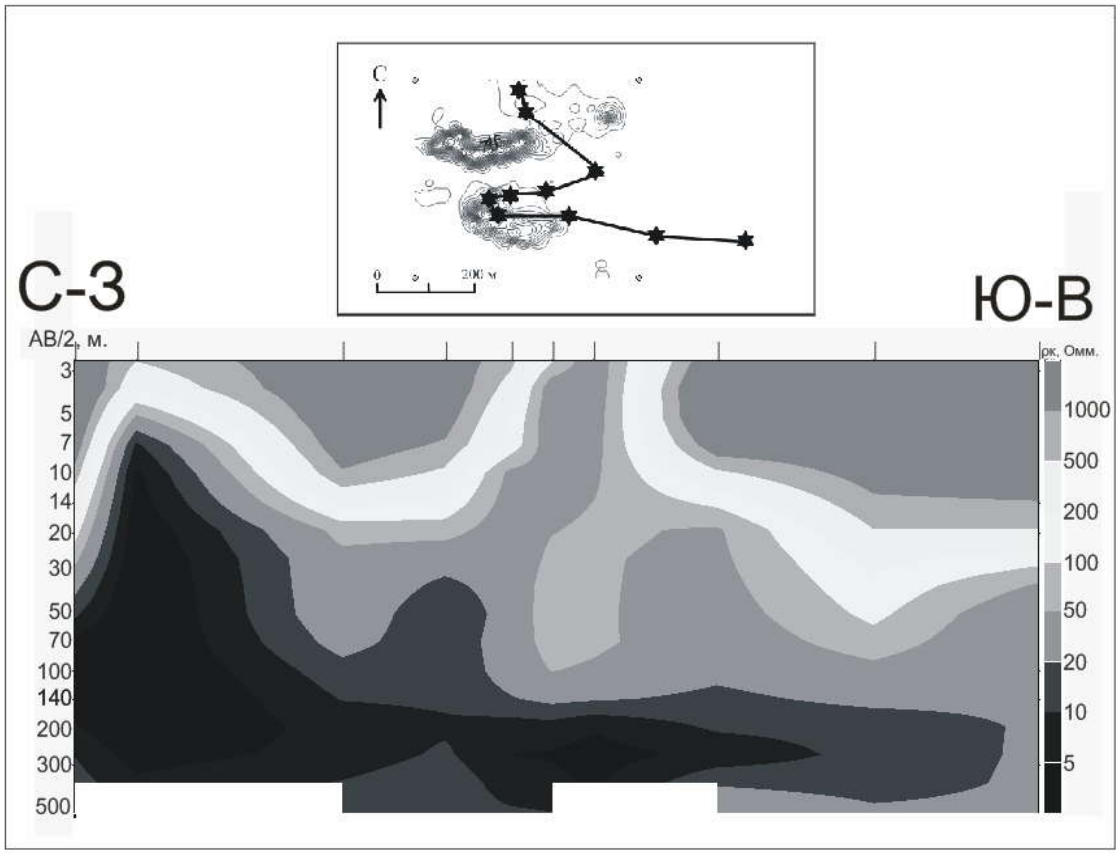


Рис. 11. Псевдоэлектрический разрез на по субмеридиональному профилю Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении. Вверху показано пространственное положение профиля.

ВЫВОДЫ

На Паужетском геотермальном месторождении по результатам ВЭЗ 2012 года выделено 4 основных горизонта пород, различных по удельному кажущемуся сопротивлению. Проводящая зона приурочена к водоносному горизонту (среднепаужетской подсвите) и в то же время захватывает часть верхнего водоупора (верхнепаужетская подсвита). Эти предварительные данные представляют большой интерес с точки зрения понимания (уточнения) физических свойств выделяемых ранее на Паужетском месторождении водоносных горизонтов и водоупоров.

На Нижне-Кошелевском геотермальном месторождении в верхней части разреза выделяется высокоомная толща пород с удельными кажущимися сопротивлениями от 300 до 2000 Омм. Ее положение согласуется с

геологическими данными, поскольку она находится в пределах лавоэкструзивного комплекса андезидацитов, который служит верхним водоупором для геотермального месторождения. По нашим данным уточняются границы и строение этого комплекса. Низкоомная (пароводонасыщенная) зона распространена в центральной части Нижне-Кошелевского месторождения на глубине более 25-30 м и поднимается к дневной поверхности в районе основной термоаномалии. Вероятно, эта зона образует субвертикальный канал под Нижне-Кошелевским Новым термальным полем, что и обусловило прогрев пород на этой площади. Но данный вопрос остается открытым.

Благодарности:

Авторы признательны студентам КамГУ им. Витуса Беринга Н.В. Зайцеву и И.С. Улыбышеву за помощь в проведении полевых исследований, а также всем участникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции за содействие в выполнении работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Российского фонда фундаментальных исследований (12-05-31210мол_а) и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Рылов Е.С., Феофилактов С.О.* Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Верхне-Паужетском термальном поле. // Природная среда Камчатки // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2011. С. 51–60.
2. *Абкадыров И.Ф., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Букатов Ю.Ю.* Опыт применения метода микросейсмического зондирования на геотермальных полях на примере Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная камчатка) // Природная среда Камчатки. Материалы IX региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки». 12-13 апреля 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 49-60.
3. *Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю.* Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Нижне-Кошелевской термоаномалии // Природная среда Камчатки // Материалы IX региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2010г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2010. С. 71–80
4. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
5. *Воронков В.А.* К вопросу о схематизации гидрогеологических условий Паужетского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 39–51.
6. Генератор ВП-1000. Руководство по эксплуатации. // С.-Петербург 2010 г, 8 с.
7. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с
8. Инструкция по эксплуатации измерителя «МЭРИ-24». // Москва, 2010 г, 24 с.
9. *Нуждаев А.А.* Новые результаты изучения Верхне- и Нижне-Кошелевской термоаномалий // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле» 26-27 ноября 2008 г. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. С. 43-49.
10. *Нуждаев И.А.*, Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2013. № 2. Выпуск 22. С 231-241.
11. *Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.* Особенности глубинного строения Нижне-Кошелевского геотермального месторождения на основе сопоставления данных микросейсмического зондирования и гравиметрии.// Природная среда Камчатки // Материалы X региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2011. С. 119–130.
12. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.

13. *Писарева М.В.* Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.

14. *Поздеев А.И., Нажалова И.Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32-45.

15. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П.* Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений. Вестник КРАУНЦ. науки о Земле. 2008. № 2. Вып. № 12. С. 116–134.

16. *Рычагов С.Н.* Исследования Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008 № 2. Вып. № 12. С. 203-206.

17. Структура гидротермальной системы. М.: Наука 1993. 240с.

18. *Хмелевской В.К.* Основной курс электроразведки // Издательство Московского университета. 1970. Часть 1. 241 с.

19. Yamaha EF2000iS. Inverter Generator Manual. 126 p.

STUDY OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF PAUZHETSKY AND NIZHNE-KOSHELEVSKY GEOTHERMAL DEPOSITS BY VES METHOD (SOUTH KAMCHATKA)

Denisov D. K.[1], Feofilaktov S.O.[2], Nuzhdayev I.A.[2]

[1] Kamchatsky State University names of Vaitys Bering,

[2] Institute of Volcanology and Seismology
Far East Branch, Russian Academy of Sciences

The results of electrical exploration works in the area of Pauzhetsky and Nizhne-Koshelevsky geothermal deposits are presented. In 2012 y. works by VES method were carried out on the profile, crossing structures of Pauzhetsky deposit which were defined earlier. Sounding was made in 35 spots. In 2013 electrical exploratory works by VES method were carried out in the area of Nizhne-Koshelevsky geothermal deposit. Souding was made in 17 spots. Preliminary data of apparent resistance allocation to depth were drawn by results of the works. The areas permeable for hydrothermal liquors or gas-vapor heat-transfer were defined.

Key words: volcanic massif, vapor-dominant geothermal deposit, water-dominant geothermal deposit, vertical electrical sounding (VES), apparent resistance, vertical resistivity profile, permeable areas.

УДК 553.078.2

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РАЙОНА ОЧАГА ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Логинов В.А. [1,2]

[1]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*
[2]*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга*

Научный руководитель: д.г.-м.н. Ю.Ф. Мороз

Рассмотрена методика интерпретации магнитотеллурического зондирования. Показано, что в первом приближении геологическая среда может быть аппроксимирована двумерно-неоднородной моделью. На основании этого, выполнена бимодальная инверсия кривых МТЗ с помощью программы двумерного численного моделирования МТ поля (REBOCC). В результате инверсии получен геоэлектрический разрез, характеризующий структуру электропроводности земной коры и верхней мантии до глубины 100 км.

Ключевые слова: Олюторское землетрясение, магнитотеллурическое зондирование, тензор импеданса, геоэлектрический разрез.

ВВЕДЕНИЕ

В методе МТЗ для получения информации об электропроводности геологической среды используется передаточная функция между горизонтальными векторами электрического и магнитного полей на земной поверхности, которая получила название тензора импеданса. Анализ этого параметра даёт возможность оценить характер геоэлектрической неоднородности среды, и определить метод интерпретации магнитотеллурического зондирования, применимый к изучаемому району. Важной задачей методики является оценка геоэлектрической неоднородности среды, которая может быть одномерной, двумерной и трехмерной. Это дает возможность определить кривые МТЗ, которые в лучшей мере отражают структуру глубинной электропроводности и могут быть использованы для инверсии.

Большой интерес в изучении глубинной электропроводности, представляет район Олюторского землетрясения, где в последние годы пред-

приятиями «Камчатгеология» и «Геон» выполнены МТЗ. Этот район ранее изучен магнитотеллурическими исследованиями [2, 8], которые дают представление о структуре электропроводности литосферы. Однако в представленных разрезах слабо отражена информация о глубинных разломах. Это связано с тем, что интерпретация выполнена только по кривым МТЗ, ориентированным по простиранию геологических структур. В настоящей статье предпринята попытка получения геоэлектрического разреза литосферы по кривым МТЗ ориентированных как вдоль, так и поперек простирания структур. Можно полагать, что данный подход даст более полную информацию о глубинном строении исследуемого района.

Целью данной работы является определение методики интерпретации МТЗ и получение геоэлектрического разреза литосферы в районе очага Олюторского землетрясения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСККАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическая строение района изучено в работах [1, 6, 8, 4, 12]. Очаг Олюторского землетрясения располагается в области сочленения Олюторской и Корякской складчатых зон, которые разделены глубинным разломом.

Корякская зона сложена меловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями. Здесь выделяются синклинории и антиклинории, которые осложнены разломами расчленяющие складчатые структуры на ряд узких протяженных блоков.

Олюторская складчатая зона имеет более сложное геологическое строение. В её основании залегает меловой складчатый комплекс, который выступает в поднятии Олюторского полуострова и в ядре Пылгинского антиклинория. На складчатом основании несогласно залегают вулканогенно-кремнистые и терригенные породы палеогена, перекрытые комплексом пород, представленных морскими молассовыми формациями

среднего и позднего миоцена. Верхний структурный ярус сложен грубообломочными морскими, континентальными и вулканогенными породами верхнего миоцена и четвертичного периода. Складчатые структуры Олюторской и Корякской зоны представляют собой сопряжённые антиклинории и синклинории, которые простираются в северо-восточном направлении на расстояние в первые сотни километров, а в поперечнике ширина их составляет первые десятки километров.

Данные комплексного анализа магнитотеллурического зондирования, магнитометрии, гравиметрии и других геолого-геофизических данных, дают представление о глубинном строении региона [8]. Глубинный разлом С-В простирания, разделяющий Корякскую и Олюторскую складчатые зоны, выражается в магнитном поле в виде интенсивных, положительных и отрицательных линейных аномалий. Он в гравитационном поле выделяется зонами высоких градиентов или интенсивными вытянутыми аномалиями. Наряду с разломами северо-восточного простирания выделяется ряд поперечных северо-западных разломов. Они отличаются меньшими размерами и слабее выражены в геофизических полях. Широко развитая сеть разломов определяет складчато-блоковое строение региона и играет большую роль в его сейсмичности и металлогении.

По данным МТЗ, ВЭЗ верхняя часть разреза, сложенная четвертичными и современными образованиями мощностью до 1000 м, имеет удельное электрическое сопротивление в первые сотни Ом·м и более. Ниже залегает кайнозойская толща мощностью от первых сотен метров до первых километров со средним продольным электрическим сопротивлением от первых сотен до первых десятков Ом·м. Осадочно-вулканогенная кайнозойская толща подстилается верхнемеловым комплексом пород с удельным электрическим сопротивлением 500 - 1000 Ом·м и более. По данным МТЗ литосфера содержит слой повышенной электропроводности на глубинах в первые десятки километров с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом·м. В районе крупных глубинных раз-

ломов, проникающих в земную кору, проводящие зоны проявляются на глубинах 8 -10 км [8]. В работе [2] получена геоэлектрическая модель, в которой выделены проводники. Под Олюторской зоной, выделен проводник с удельным электрическим сопротивление 100 Ом·м на глубине 20-30 км.

В области сочленения Олюторской и Корякской складчатых зон в апреле 2006 года произошло сильнейшее Олюторское землетрясение с магнитудой M=7.6, эпицентр которого определен по данным [5, 12, 15, 16] (рис. 1). Землетрясение сопровождалось мощной серией афтершоков, по которым определен контур очага, размеры которого 205 на 75 км [6]. В пределах очага выявлены сейсмотектонические разрывы [10, 11].

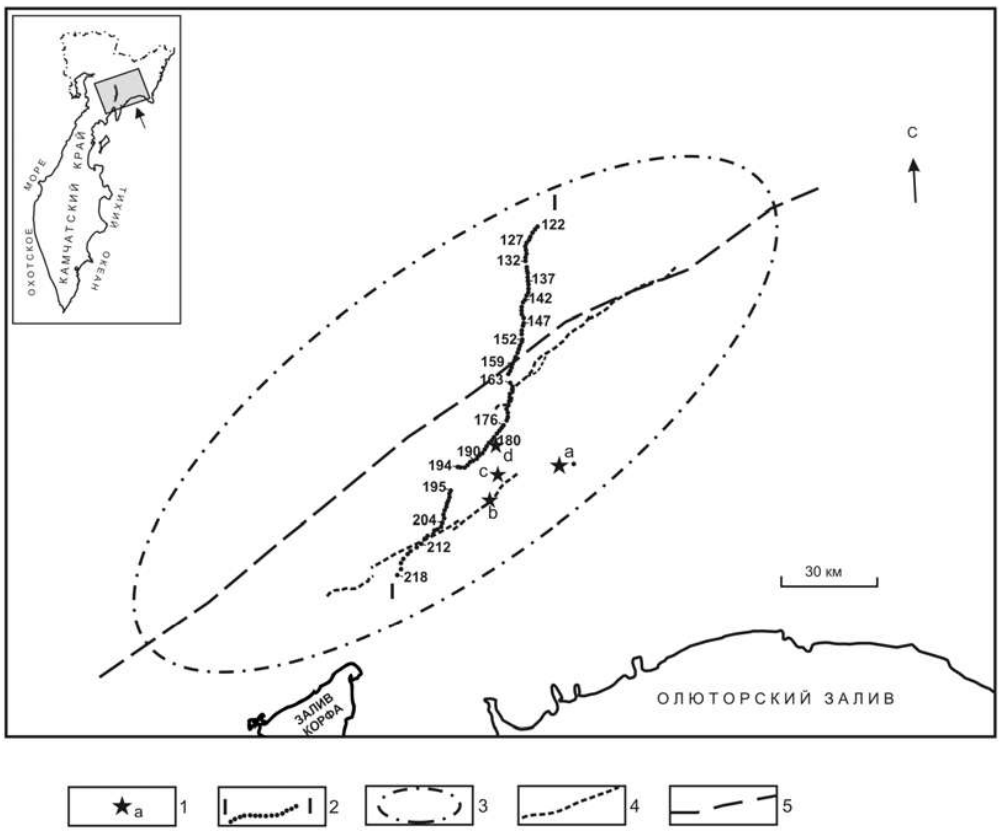


Рис. 1. Схема расположения профиля электромагнитного зондирования. Условные обозначения: 1- эпицентр Олюторского землетрясения поданным: a – КФГС РАН [5], b – CMT [15], c - USGS [16], d – СБ ГС РАН [12]; 2 – профиль МТЗ I-I; 3 – контур очага Олюторского землетрясения [6]; 4 - сейсмотектонические разрывы [10, 11]; 5 – глубинный разлом в области сочленения Корякской и Олюторской складчатых зон [8]. На врезке показана исследуемая площадь с профилем МТЗ.

МЕТОДИКА МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

в каждом пункте измерений. Электроразведочные работы выполнялись аппаратурой канадской компании «Phoenix Geophysics Ltd». Регистрировались четыре компоненты электромагнитного поля в диапазоне периодов 0,0025-1000 с. Электрические линии длиной 80 м выкладывались по азимутам 0 и 90 град. Шаг между пунктами измерений составлял 2-5 км. Обработка полученных материалов выполнена с помощью специального пакета программ. В результате обработки получены тензоры импеданса в каждом пункте измерений.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МТ ДАННЫХ

В методе магнитотеллурического зондирования (МТЗ) для получения информации об электропроводности геологической среды используется связь (1.1)

$$\mathbf{E}_{\text{гор.}} = [\mathbf{Z}]\ \mathbf{H}_{\text{гор}}. \qquad (1.1)$$

между горизонтальными векторами электрического и магнитного полей на земной поверхности, которая получила название тензора импеданса (1.2).

$$[\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \qquad (1.2)$$

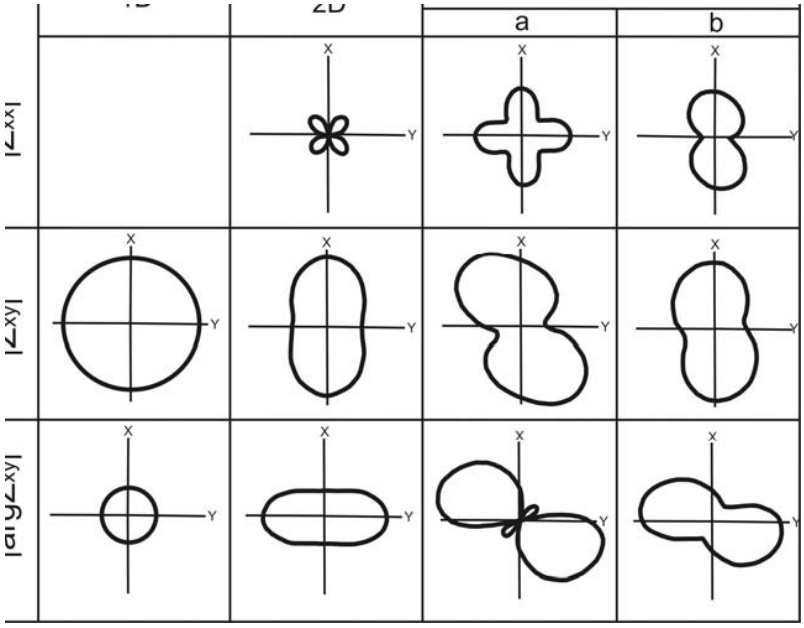
Компоненты тензора импеданса Z_{xy}, Z_{yx} являются основными, а компоненты Z_{xx}, Z_{yy} - дополнительными. В однородной горизонтально-слоистой (1D) среде, дополнительные компоненты тензора импеданса значительно меньше основных и равны нулю, а основные компоненты равны между собой. Так как в реальности геологическая среда имеет более сложный характер, компоненты тензора импеданса зависят от нее. В двумерной (2D) среде в случае, когда одна ось направлена вдоль однородности структуры, а другая вкрест нее, компоненты тензора импеданса имеют

следующий вид: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$; $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$. Для трехмерных (3D) случаев, электропроводность меняется по всем трем направлениям (x, y, z): $Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq 0$; $Z_{xy} \neq Z_{yx}$. Анализ тензора импеданса даёт возможность оценить характер геоэлектрической неоднородности среды. Он выполняется графическим и аналитическим путем. В первом случае рассматриваются полярные диаграммы основных и дополнительных импедансов [3].

Из соотношения (1.3) рассчитываются диаграммы импедансов путём поворота исходной системы координат на угол α.

$$E_x = Z_{xx} \cdot H_x + Z_{xy} \cdot H_y \qquad (1.3)$$
$$E_y = Z_{yx} \cdot H_x + Z_{yy} \cdot H_y$$

Этот расчёт осуществляется в интервале 0 -360^0. Рассмотрим на рис. 2 классический вид полярных диаграмм. Они дают возможность определить характер геоэлектрической неоднородности среды, которая может быть одномерной, двумерной и трехмерной.



ной импеданс и фаза принимает форму овала со сжатием, а дополнительный импеданс имеет вид четырех лепестковой розы. В трехмерной среде диаграммы принимают более сложный вид.

Оценка геоэлектрической неоднородности производится также с помощью следующих выражений:

$$N = \left| \sqrt{1 - 4\frac{ZxxZyy - ZxyZyx}{(Zxy - Zyx)^2}} \right| \qquad (1.4)$$

$$skews = \left| \frac{Zxx + Zyy}{Zxy - Zyx} \right| \qquad (1.5)$$

Параметр N (1.4) дает представление о неоднородности геоэлектрической среды [14], а параметр асимметрии Skews (1.5) позволяет оценить двумерность геоэлектрической среды [18]. С помощью этих подходов выполнен анализ геоэлектрических неоднородностей в геологической среде очага Олюторского землетрясения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МТ ДАННЫХ

Экспериментальные данные МТЗ получены по профилю I-I (рис. 1). Для анализа геоэлектрических неоднородностей построены полярные диаграммы импедансов на различных периодах. На рис. 3 в качестве примера приведены полярные диаграммы импедансов на периодах 0.01 и 100 с. Импеданс на этих периодах характеризует электропроводность приповерхностных и более глубинных частей геоэлектрического разреза.

Диаграммы свидетельствуют, что на малых периодах геоэлектрическая среда является близкой к однородной, так как диаграммы основного импеданса имеют слабое сжатие, а значения дополнительного импеданса близка к нулю.

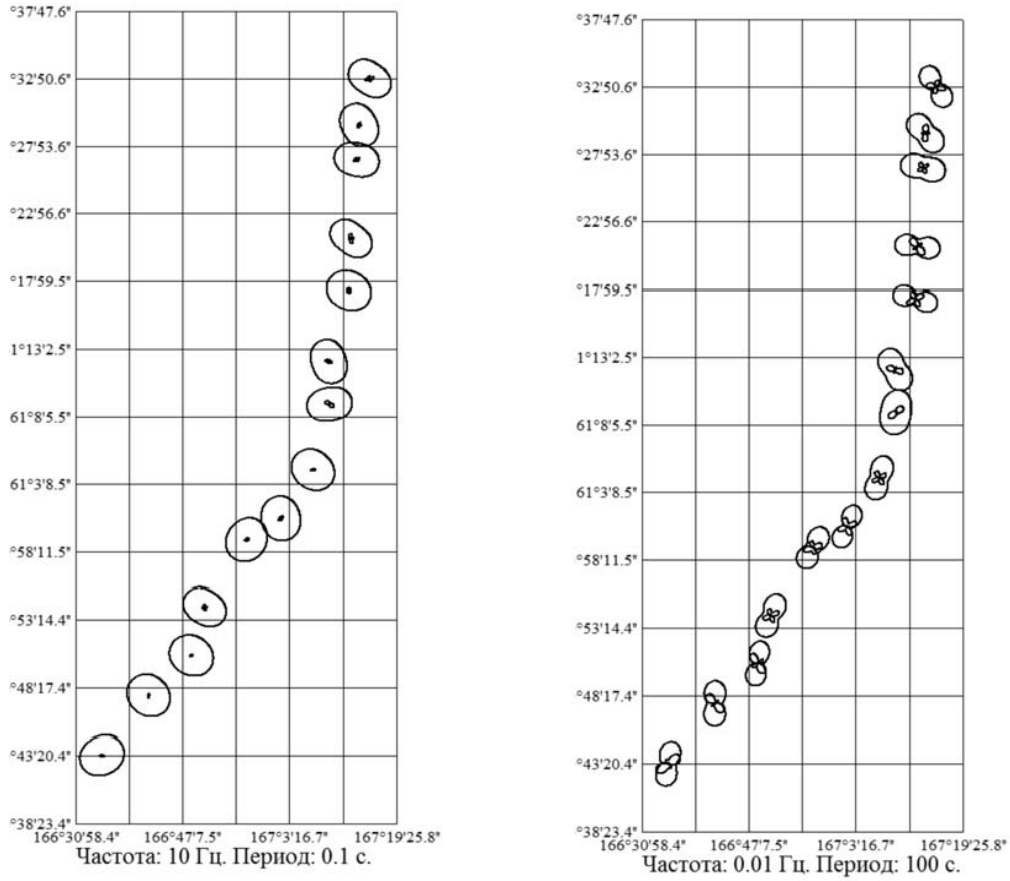


Рис. 3. Полярные диаграммы импеданса по профилю I-I на периоде 0.1 и 100 с.

С увеличением периода сжатие основного импеданса возрастает, а отношение основного и дополнительного импедансов остается небольшим, что даёт возможность рассматривать геоэлектрическую среду в виде двумерно-неоднородной модели. Поэтому, для интерпретации выбраны главные направления, отвечающие простиранию и вкрест простирания основных тектонических элементов. По ним построены продольные и поперечные кривые МТЗ, которые характеризуют изменение электропроводности с глубиной.

Для примера на рис. 4 приведены продольные и поперечные кривые кажущегося сопротивление и их фазы на пунктах МТЗ № 163 – 170. Расхождение кривых кажущегося сопротивления по вертикальной оси в отличие от фазовых кривых свидетельствует о влиянии приповерхностных

геоэлектрических неоднородностей (ρ-эффект), которые необходимо погасить при изучении глубинной электропроводности.

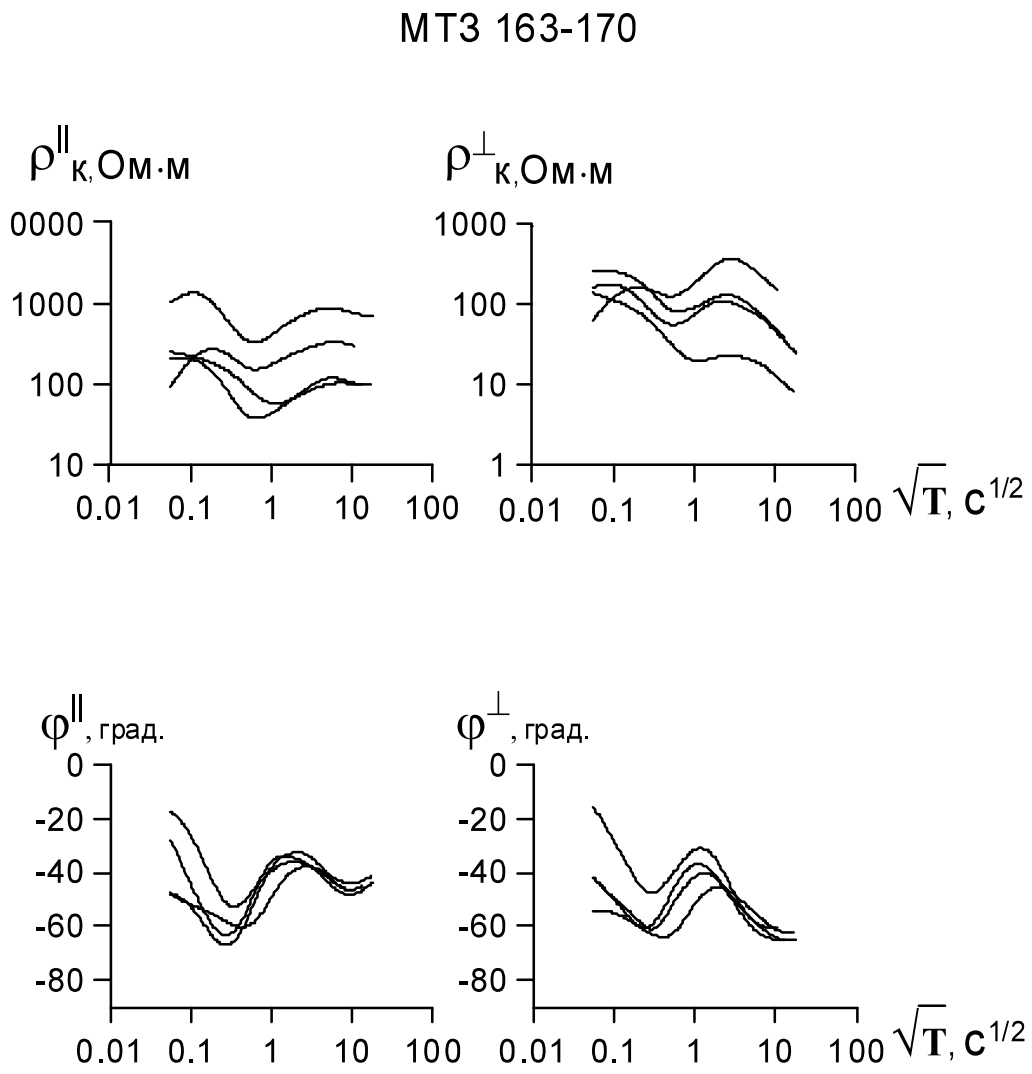


Рис. 4. Примеры продольных и поперечных кривых МТЗ на профиле I-I.

Оценка геоэлектрической неоднородности среды выполняется также по пространственно-частотным разрезам параметра неоднородности N и асимметрии Skews. На рис. 5 видно, что на большей части разреза, значения N не превышают 0.5, но есть участки с резко выраженной неоднородностью с $N > 0.6$.

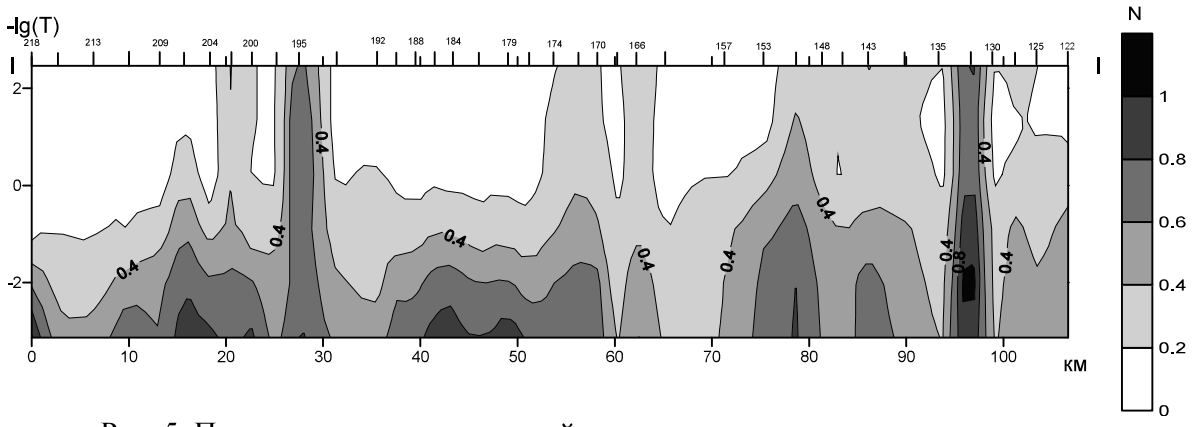


Рис. 5. Пространственно-временной разрез параметра неоднородности.

На рис. 6 показан пространственно-частотный разрез параметра Skews, значения которого на большей части разреза не превышают 0.35. Только на отдельных пунктах МТЗ данный параметр становится близкий к единицы.

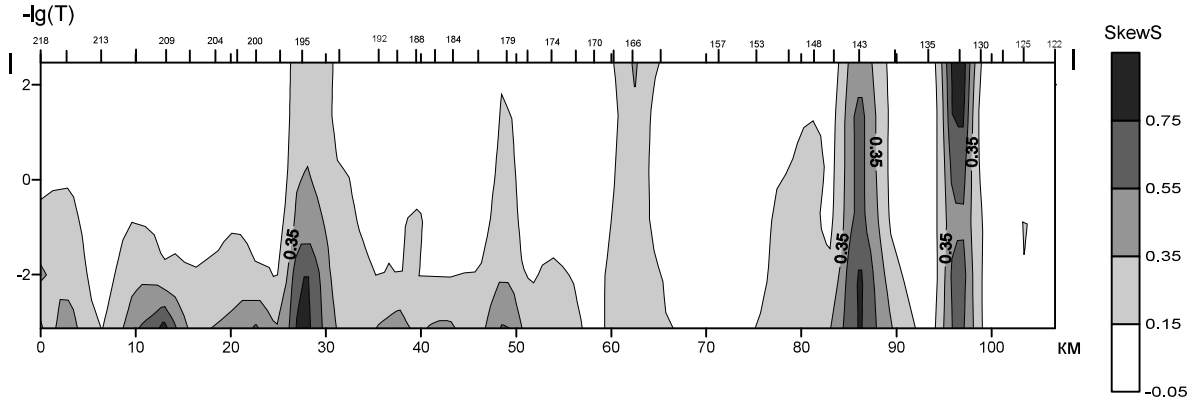
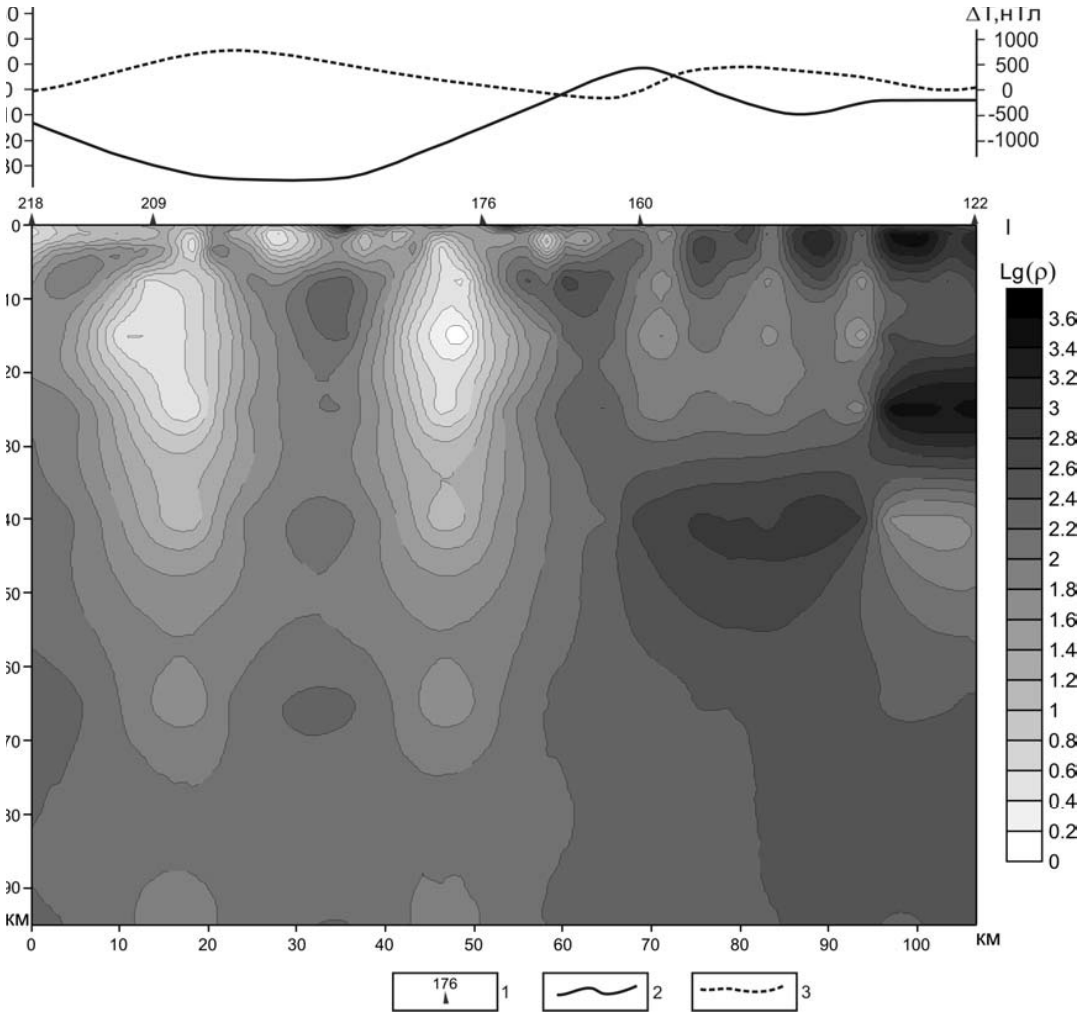


Рис. 6. Пространственно-временной разрез параметра асимметрии.

Выполненный анализ свидетельствует, что в первом приближении геоэлектрическая среда, может быть, аппроксимировать двумерно-неоднородной моделью. Это дает нам право решения обратной задачи с помощью двумерного численного моделирования. Для этого использована программа REBOCC [17]. Она имеет возможность выполнять совместную инверсию продольных и поперечных кривых. Бимодальная инверсия кривых позволяет выявить основные особенности геоэлектрической среды, такие как субвертикальные проводящие зоны. В программе предусмотрена процедура подавление ρ-эффекта.

В результате численного двумерного моделирования МТ данных по профилю I-I (пп. 218-122) получен разрез, характеризующий геоэлектрическую среду района до глубины 100 км (рис. 7).



Повышенная проводимость разломов может быть связана с наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов. Гравитационное поле характеризуется пониженной интенсивностью, что свидетельствует о возможном разуплотнении литосферы. В зоне глубинного разлома (МТЗ № 160) верхняя часть земной коры имеет повышенное электрическое сопротивление, которое может быть обусловлено насыщенностью разреза магматическими породами. Это находит отражение в виде аномалий повышенной интенсивности гравитационного и минимума магнитного полей.

ВЫВОДЫ

По данным анализа тензора импеданса установлено, что геоэлектрическая среда в первом приближении может быть аппроксимирована двумерно-неоднородной моделью. Выполнено численное двумерное моделирование МТ данных на профиле I-I и получен геоэлектрический разрез, характеризующий электропроводность среды до глубины 100 км. Выделены субвертикальные проводящие зоны, связанные с глубинными разломами. Повышенная проводимость разломов может быть обусловлена наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрелков С. Е. Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. №4. С. 90-104.
2. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф – Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. - Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. - С. 277-288.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир. 2009. С. 677.
4. Геология СССР. 30, ч. 1. М.: Недра, 1970.

5. Каталог землетрясений Камчатки и командорских островов 1962-2006 КФ ГС РАН. http://emsd.iks.ru.

6. Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. M_W = 7.6 // Вулканология и сейсмология Корякского Нагорья. 2010. № 2. С. 16–30.

7. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Беринги? // Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М. Наука, 1994. С. 103-122.

8. Мороз Ю.Ф. Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья // Советская геология. 1987. № 5. С. 118–123.

9. Некрасов Г.Е. //Геотектоника. 2003. № 6. С. 53-79.

10. Пинегина Т.К. Сейсмические деформации в эпицентральной зоне Олюторского землетрясения // Олюторское землетрясение (20(21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 126-169.

11. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Олюторское землетрясение в Коряки 20(21) апреля 2006 г.: результаты геологического и макросейсмического изучения эпицентральной области // Олюторское землетрясение (20(21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 170-206.

12. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2006 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. Обнинск: ГС РАН. ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog.

13. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. 2009. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое–раннепалеогеновое время // Геотектоника. №4. С.37-62.

14. Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion. J. Geophysics. 1988. № 62. P. 119-127.

15. Harvard CMT catalog. http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html.

16. National Earthquake Information Centre, US Geological Survey, Earthquake date base http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html.

17. Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magneto telluric data // Geophysics. V. 65. № 3. 2000. P. 791–803.

18. Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States. Ph. D. Dissertation, M/T. Cambridge. 1967.

GEOELECTRIC MEDIUM CHARACTERISTIC OF OLYUTORSKIY EARTHQUAKE FOCUSES AREA BY USING MT DATA

Loginov V.A. [1,2]

[1]*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS*
[2]*Vitus Bering Kamchatka State University*

Considered the method interpretation of magnetotelluric data. It is shown that in a first approximation, geological medium can be approximated by two-dimensional of an inhomogeneous model. Based on this, made the bimodal inversion of magnetotelluric sounding in the program REBOCC. As a result of obtained by of geoelectric section characterizing the electrical conductivity of structure of the crust and upper mantle down to a depth 100 km.

Key words: Olyutorskiy earthquake, magnetotelluric sounding, impedance tensor, geoelectric section.

УДК 553.078.2

НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЕ НОВОЕ ТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ: ИСТОРИЯ ПОЯВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЕ

***Нуждаев А.А.*[1], *Чернов М.С.*[2], *Феофилактов С.О.*[1], *Нуждаев И.А.*[1]**

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

[2] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Научный руководитель: д.г.-м.н. С.Н. Рычагов

Нижне-Кошелевское Новое термальное поле расположено на водоразделе между ручьями Гремучий и Прямой в непосредственной близости (300-400 метров) от широко известной Нижне-Кошелевской термоаномалии. Оно было обнаружено в 2008 г. вследствие сгорания растительности на площади 200 х 200 м и повышения температуры грунтов в центре поля до 100 ^{o}C. Начиная с 2009 г., за данным новообразованным термальным полем ведутся ежегодные (в летний полевой период) наблюдения: выполняется площадная температурная съемка и литогеохимическое (ртутнометрическое) опробование почвенно-пирокластических отложений, проводится изучение их разрезов в центре и на периферии поля, фиксируется изменение границ растительного покрова, поставлены геофизические работы. Прослежено изменение температурного и геохимического режимов термального поля за период с 2009 по 2013 гг. Обобщение полученных данных и продолжение регулярных исследований в районе Нижне-Кошелевского Нового термального поля позволит ответить на вопрос о природе этого феномена.

ВВЕДЕНИЕ

Нижне-Кошелевское Новое термальное поле расположено на западном склоне Кошелевского вулканического массива – крупнейшего на юге Камчатки сложного вулканического сооружения [3]. К массиву приурочены знаменитые Гремучие Ключи: Нижне- и Верхне-Кошелевская термоаномалии большой мощности (25 и 50 ГВт, соответственно, по [2]). Этому району посвящены исследования многих геологов, геофизиков, гидрогеологов: Дитмара, Н.И. Лазаренкова, Д.К. Александрова, Б.И. Пийпа, С.Е. Апрелкова, С.И. Набоко, В.В. Иванова, Г.А.Гонсовской, А.Е.Святловского, В.М. Сугробова, Ю.А. Краевого, А.И. Сережникова, З.Б. Декусар, М.И. Зу-

бина, Е.А. Вакина и мн. других. В 1970-80-х годах в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии на основании комплексных поисковых работ и бурения скважин до глубины 1500 м было выделено одноименное паро-доминирующее геотермальное месторождение мощностью более 90 $МВт_э$ [7]. Одновременно выявлены и описаны все термопроявления района, в т.ч. отдельные термальные источники (Промежуточные, Сказка, Кальдерные, Сивучинские и др.). Однако, в последний период исследований во время работ Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН часть ранее известных термопроявлений не обнаружено, но выявлены новые [8]. В том числе в непосредственной близости (300-400 м к югу) от Нижне-Кошелевской термоаномалии на водоразделе между ручьями Гремучий и Прямой наблюдалось редкое природное явление – образование нового термального поля. В 2008 г. сотрудниками экспедиции было зафиксировано выгорание растительности (травы и ольхового стланика) на площади примерно 40 тыс. $м^2$ и прогрев грунта на глубине 30-50 см до 100 ^oC.

Других видимых признаков геотермальной деятельности (водных источников, грязе-водных котлов или каких-либо признаков растека термальных вод) на этой площади обнаружено не было. Данная территория и была названа Нижне-Кошелевским Новым термальным полем (НКН). Внезапный прогрев площади, сопоставимой с размерами обычного термального поля, представляет огромный интерес с точки зрения изучения скорости протекания геотермальных процессов и интенсивности изменения горных пород в режиме реального времени, картирования термоподводящих каналов и источников тепла, решения других фундаментальных научных вопросов геотермии. Кроме того, территория относится к государственному природному заказнику федерального значения «Южно-Камчатский» и очевидно, что прогрев новой площади может оказать существенное влияние на экологию района. В связи с изложенным, сотрудниками экспедиции были поставлены комплексные геолого-геофизические работы на площади НКН.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Площадная температурная съемка. Измерения температуры грунтов проводились по системе профилей с расстоянием между ними от 40 до 20 м и расстоянием между точками от 20 до 10 м (см. ниже схемы распределения температур в разные годы). Измерения производились на глубине 60-70 см в шпуре, куда помещалась термопара и «выстаивалась» до достижения теплового равновесия с грунтом. Профиля выходили за пределы изолинии температур 15^{o}C.

Литогеохимическое (ртутометрическое) опробование делювиальных почвенно-пирокластических отложений на площади поля выполнялось в тех же точках. Отбирался материал из подпочвенных горизонтов, обычно это супесь или суглинок. Вес пробы составлял 0.5-1 кг. Проба высушивалась и просеивалась через бронзовое сито с шириной ячейки 1 мм для отделения органики и крупных обломков. Далее выделялась фракция 0.1-0.2 мм весом 30-50 гр. Определения содержания ртути проводилось методом атомно-абсорбционной спектрометрии с помощью аналитического комплекса РА-915+ в ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск [1].

Магнитометрическая съёмка проводилась в 2010-2011 гг. для определения уровня магнитного поля на площади НКН и за его пределами. Использовался протонный магнитометр ММП-203, предназначенный для измерений модуля магнитной индукции Т. Общая площадь съемки составила более 1 км^2. За пределами НКН измерения проводились по профилям с расстоянием между ними 100 м и между точками измерений - 10 м. На площади НКН расстояние между профилями составило 50 м и точками наблюдений - 5 м. В результате построена карта магнитных аномалий ΔТ [5].

Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) в районе основной Нижне-Кошелевской термоаноалии и НКН выполнено в 2013 г. На каждой точке зондирования проводились измерения разности потенциалов в приемной линии при возрастающих размерах расстановки питающих электро-

дов [10]. Более подробно методика и результаты исследований изложены в работе Д.К. Денисова с коллегами в настоящем сборнике статей.

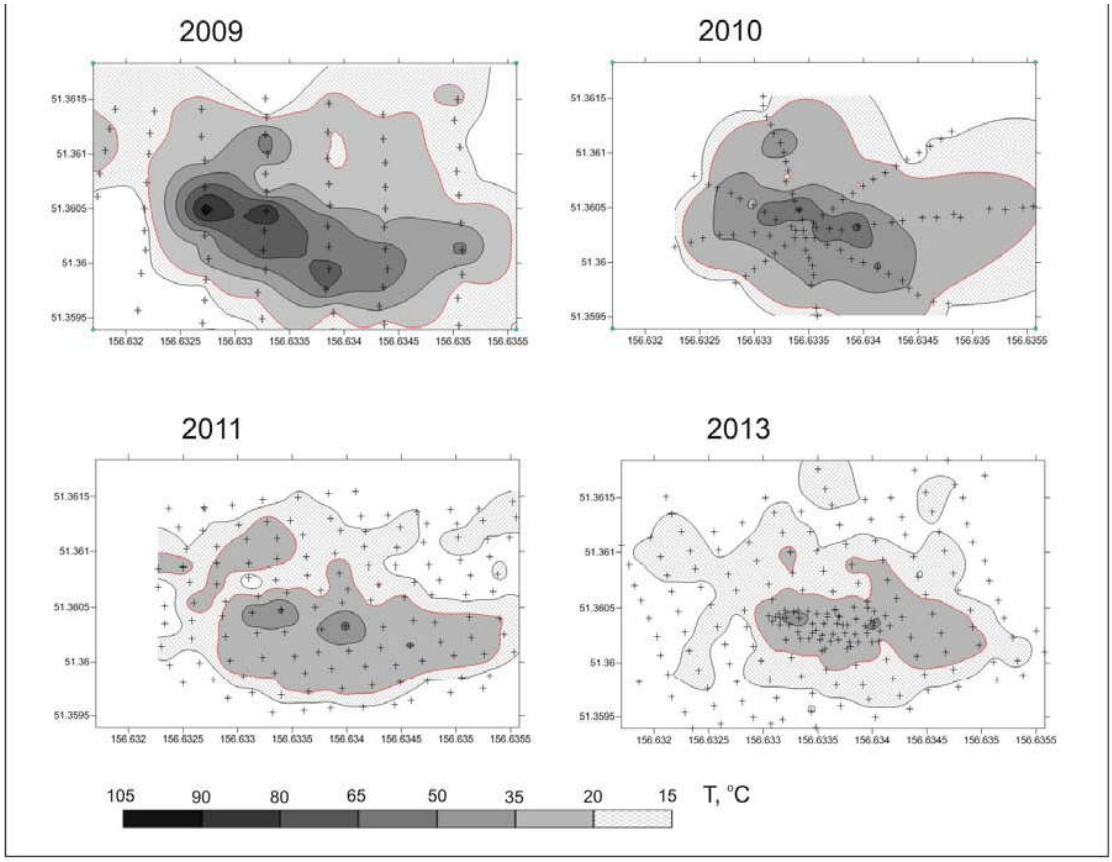
Проходка шурфов производилась для изучения строения почвенно-пирокластических отложений и их изменений под воздействием температурного поля (геотермального теплоносителя ?). В 2010, 2011 и 2013 гг. в центральной, наиболее прогретой, части НКН и на его границе пройдены шурфы практически на всю мощность делювия (от 180 до 210 см). Расстояние между шурфами в этих двух группах составило 5-10 м. Разрезы послойно опробовались, в среднем через каждые 20 см, для определения химического и минерального состава отложений, изучения распределения ртути в твердом субстрате (супеси, суглинке, глине). Из каждого слоя была взята проба на подготовку водной вытяжки с целью изучения состава поровых растворов.

ФАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

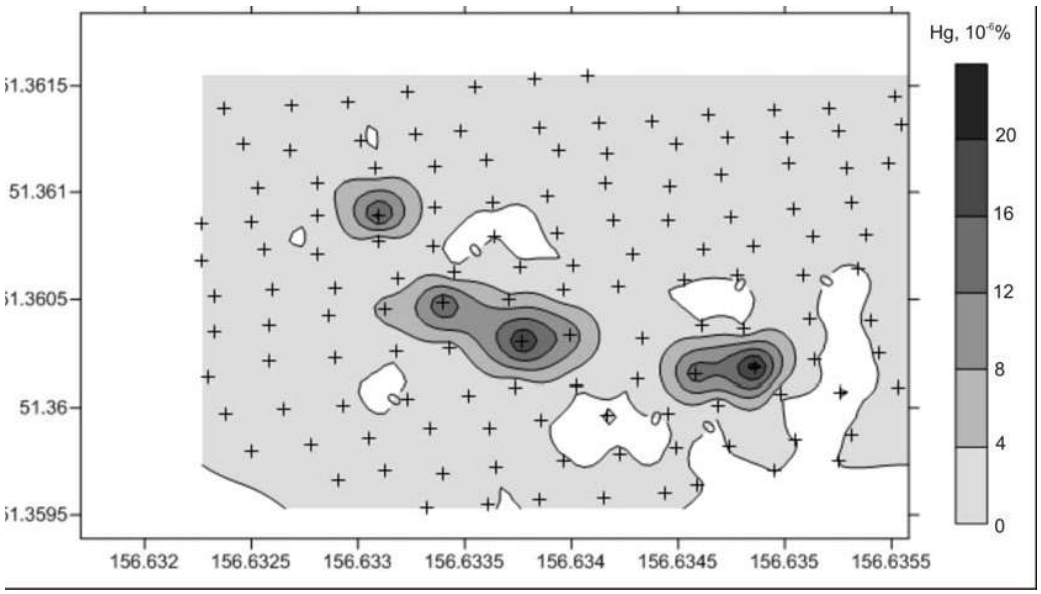
Результаты температурных съемок 2009-2013 гг. показаны ниже (рис. 1). Наиболее прогретые участки наблюдаются в центральной части поля. За период наблюдений происходит снижение температуры на всей площади НКН и уменьшаются его размеры (границы поля проведены по 20-ти градусной изотерме). Таким образом, после внезапного и интенсивного прогрева поверхности (в течение 1-2 лет) происходит последовательное, в течение 5 лет, остывание территории. При этом конфигурация и расположение наиболее прогретых участков остаются практически неизменными (табл. 1).

Распределение концентраций ртути на площади НКН хорошо коррелируется с температурными полями (рис. 2, на примере съемки 2011г). Максимальные по значениям аномалии ртути в подпочвенном горизонте расположены в центральной части поля, на периферии концентрации ртути близки к фоновым значениям. Это косвенно свидетельствует в пользу еди-

ного источника температурных и ртутнометрических аномалий, которым, вероятнее всего, является геотермальный паро-газовый теплоноситель.



По результатам магнитометрических исследований составлена карта магнитных аномалий ΔТ в центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. На ней четко выделились три крупные отрицательные магнитные аномалии: северная, центральная, южная. Последняя трассирует зону разлома, проходящего по долине рч. Прямой. С центральной аномалией связана основная разгрузка парогидротерм (Нижне-Кошелевская термоаномалия). Предполагается, что северная область пониженных значений ΔТ приурочена к палеогидротермальной системе [6]. НКН расположена в поле средних значений ΔТ. Это, видимо, объясняется недостаточным временем воздействия температур (геотермального теплоносителя) на почвенно-пирокластические отложения, что привело лишь к частичному разрушению ферромагнитных минералов и неполной потери намагниченности субстрата.



роятное объяснение этой зоны – высокая проводимость пород для гидротермальных растворов или паро-газовой смеси. Непосредственно под НКН выделяется канал, связанный с общей термопроводящей зоной. По-видимому, образование этого канала объясняет прогрев территории в районе НКН.

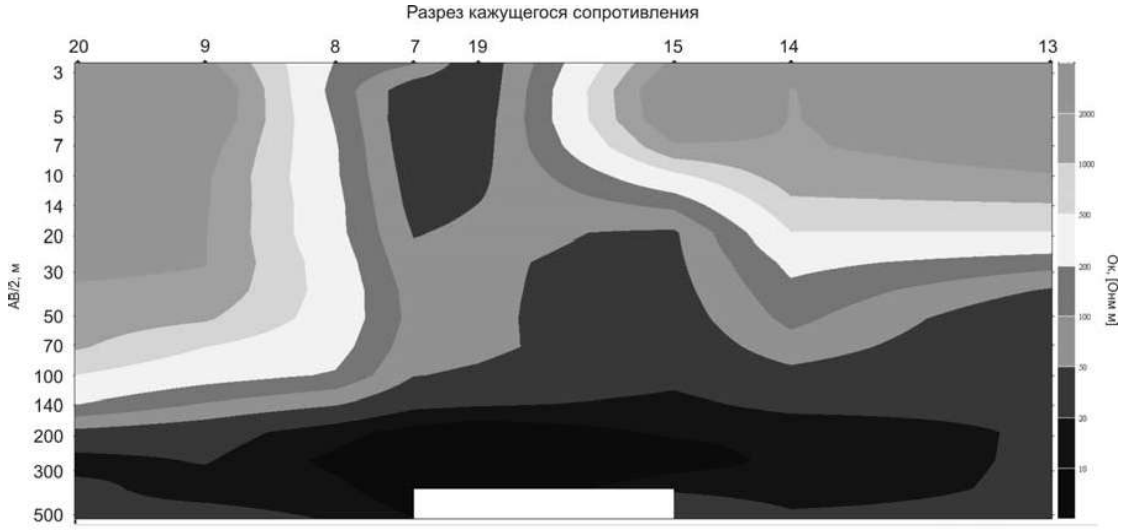
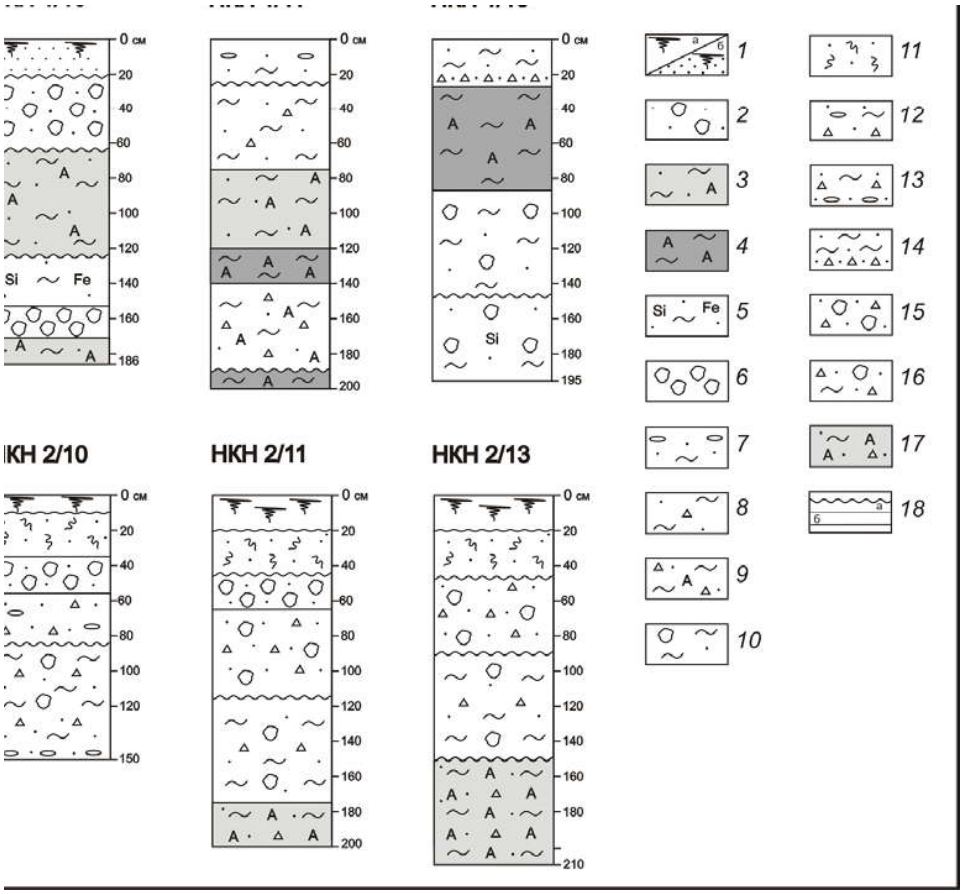


Рис. 3 Геоэлектрический разрез, полученный по результатам ВЭЗ через НКН (точки 7, 19 находятся непосредственно на площади НКН).

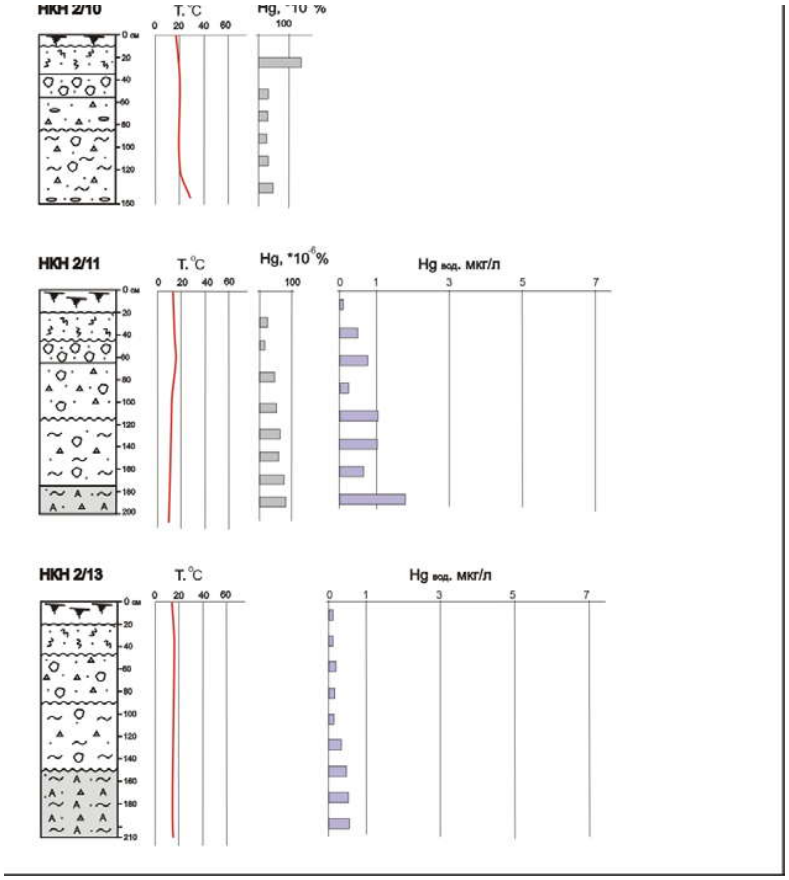
Изучение литологических разрезов НКН с помощью проходки шурфов показало следующее. На границе поля для верхней части разрезов характерно наличие дерна мощностью до 20 см, далее в интервале 35-45 см следует обгоревший почвенный горизонт, содержащий остатки растительности.

Этот горизонт подстилается слоем валунника мощностью до 20 см (в шурфах НКН-2/10 и НКН-2/11), ниже находятся слои супеси и суглинка с щебнем, валунами и галькой. В шурфах НКН-2/11 и НКН-2/13 в нижних слоях на глубине более 150 см отмечаются следы аргиллизации мелкого материала отложений и разложение крупных обломков. Это характерно для начальных стадий гидротермально-метасоматических изменений пород, приводящих к формированию гидротермальных глин. В шурфах центральной части поля верхний слой представлен суглинком, содержащим

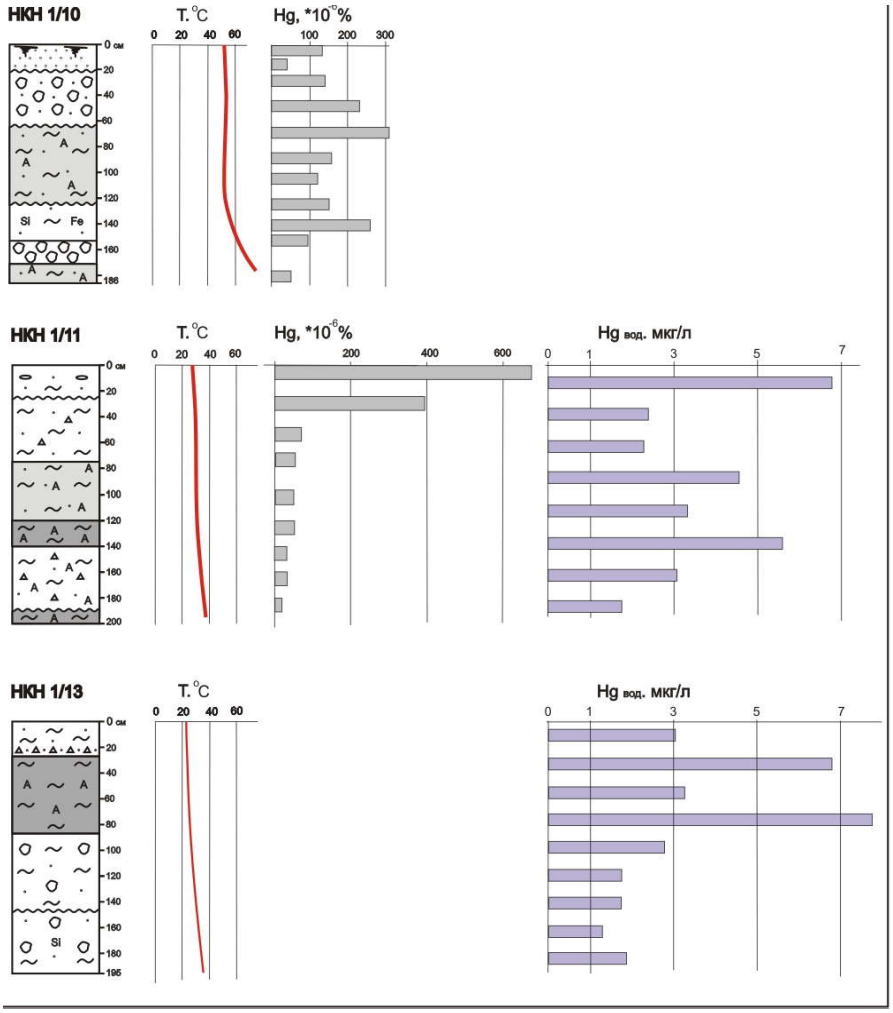
окатанные (до гальки) обломки и гравий. При этом в шурфе НКН -1/10 еще наблюдались остатки дерна, корни растений, но в последующие годы на данном участке вследствие активных эрозионных процессов произошло разрушение этого горизонта.



зонты аргиллизированного материала. Степень (интенсивность) аргиллизации последовательно возрастает от 2010 г. к 2013 г. В центральной части разреза выделяется горизонт с четкими границами (в шурфе НКН-1/13 он расположен гипсометрически выше). При этом если в 2011 г. собственно гидротермальные глины образуют прослой на интервале 120-140 см (в подошве этого горизонта), то в 2013 г. в гидротермальные глины превращен субстрат всего горизонта. Это свидетельствует о высокой скорости и интенсивности гидротермально-метасоматического изменения отложений в центральной, наиболее прогретой части НКН. На периферии поля аргиллизация отложений, видимо, также связана с некоторым прогревом (до 37 °С) в основании толщи вследствие поступления геотермального теплоносителя.



Изучение распределения ртути в отложениях разреза НКН показало, что их содержания превышают фоновые (по [4]) на 1-3 порядка. На границе поля (рис. 5) содержания ртути в твердом субстрате достигают (100-120) х 10^{-6}%, в поровых растворах (последняя колонка на рис. 5) концентрации ртути высокие и, в целом, заметно повышение значений к основанию разрезов. Для разрезов центральной части НКН типичны очень высокие концентрации ртути, особенно в поровых растворах (рис. 6), по всей толще отложений. Отмечаются максимально высокие значения содержания ртути в поровых растворах аргиллизированных горизонтов.



Широко известно, что в геотермальных системах ртуть поступает к дневной поверхности в составе гидротермальных растворов. Особенно активный транспорт ртути наблюдается в составе паро-газовой фазы [9]. Это обстоятельство может определять и механизм насыщения ртутью почвенно-пирокластических отложений НКН в описанный период проявления здесь термальных процессов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 2008 г. на западном склоне Кошелевского вулканического массива вблизи известной Нижне-Кошелевской термоаномалии наблюдалось редкое природное явление – образование нового термального поля (НКН) на отметках 750-800 м на водоразделе между ручьями Гремучий и Прямой. Поле обнаружилось вследствие выгорания растительности (травы и ольхового стланика) за счет повышения температуры грунтов до 100 ^{o}C. Площадь поля в 2008 г. составляла примерно 40 тыс. м^2. В дальнейшем, после резкого (в течение 1-2 лет ?) прогрева территории произошло постепенное снижение температур грунтов за 5 лет (до 40 ^{o}C в центре поля) и уменьшение размеров поля.

Изучение температурного режима НКН и распределения ртути в почвенно-пирокластических отложениях на площади и в разрезах поля показало, что его образование и изменение состава и структуры почвенно-пирокластических отложений происходит за счет геотермального теплоносителя. Маловероятно, что теплоносителем являются гидротермальные растворы, поскольку не обнаружено следов циркуляции (растёка или разгрузки) гидротерм. Вероятнее всего, образование поля и изменение отложений происходит под влиянием паро-газовой фазы, отделяющейся на некоторой глубине от перегретого гидротермального раствора. На это указывает метасоматический характер изменений субстрата почвенно-пирокластических отложений – их аргиллизация вне зоны активной циркуляции растворов. Изучение характера изменения отложений и поведения

ртути позволяет утверждать, что аргиллизация является мощным фактором накопления ртути, поступающей в составе геотермального теплоносителя.

Геофизические материалы также косвенно указывают на метасоматический характер изменения отложений и на наличие источника тепла, связанного с основной паро-газовой зоной Нижне-Кошелевского геотермального месторождения. Видимо, тепло (паро-газовый теплоноситель) поступает по субвертикальному каналу, достаточно ярко проявленному на геоэлектрических разрезах, но характеризующемуся средними параметрами проводимости среды. Эти данные не могут однозначно ответить на вопрос – произошло ли образование поля вследствие влияния природных источников (мощной зоны пара основной термоаномалии) или имеет место приток теплоносителя за счет нарушения обсадки разведочных скважин, одна из которых находится на расстоянии менее 100 м от границы поля выше по склону. И в том, и в другом случае образование поля было обусловлено резким внедрением геотермального флюида (паро-газовой смеси) в толщу пород в результате проявления какого-то триггерного механизма: возможно сейсмического события, гидротермального взрыва в недрах геотермальной системы или др. (?). Дальнейшее комплексное изучение НКН может ответить на вопрос о природе данного феномена.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 12-05-31210мол_а, 12-05-31343мол_а). Авторы глубоко признательны всем коллегам по Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за помощь в организации и проведении полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрулайтис Л.Д., Рязанцева О.С. Применение современного ртутного фотометра РА-915+ для анализа архивных геохимических проб с целью повышения их информативности // Материалы всероссийского совещания «Современные проблемы геохимии», ИГХ СО РАН, Иркутск., 2012 г., Т.-2. С.158-160.
2. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
3. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
4. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179-197.
5. Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Магнитометрические исследования в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии // Природная среда Камчатки. Материалы X региональной молодёжной конференции «Природная среда Камчатки». 12-13 апреля 2011г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 119-129.
6. Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения Центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения (Южная Камчатка) и результаты магнитной съемки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2(22). С.231-241
7. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
8. Рычагов С.Н. Исследования Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2(12). С.203-206.
9. Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 с.
10. Хмелевский В.К., Модина И.Н., Яковлева А.Г. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей // М., 2005. 311 с.

NIZHNE-KOSHELEVSKY NEW THERMAL FIELD: HISTORY OF FORMATION AND DEVELOPMENT

Nuzhdayev I.A., Chernov M.S., Feofilaktov S.O., Nuzhdayev I.A.

Nizhne-Koshelevsky New thermal field is located on the watershed between Gremuchiy and Pryamoy brooks in close proximity (300-400 m) to the well-known Nizhne-Koshelevsky thermal anomaly. It was found in 2008 year as a result of vegetation burn on the area of 200 x 200 m and rise of ground temperature up to 100 ºC in the central part of the field. Starting from 2009, the given new formed field has been annually observed (in summer field working period): areal temperature surveyings and lithogeochemical (mercurymetrical) testings of soil-pyroclastic deposits are conducted, their section studies in the central and periphery of the field are carried out, vegetation boundary changes are registered, geophysical works are organized. The change of temperature and geochemical conditions of the thermal field over a period from 2009 to 2013 is also traced. Generalization of findings and regular researches continuation in the area of Nizhne-Koshelevsky New thermal field will make it possible to answer the question about the nature of the given phenomenon.

УДК 550.348.436+550.342

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ НА ВУЛКАНЕ КИЗИМЕН, С ЦЕЛЬЮ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНФОРМАТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ИХ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СЕЛЕКЦИИ

Арбугаева О.В.

Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга

Научный руководитель: д.ф.-м.н. П.П. Фирстов

С начала извержения вулкана Кизимен с декабря 2010 года наблюдаются извержения пирокластических потоков (ПП), характерные для всех извержений андезитовых вулканов (Безымянный, Шивелуч). С помощью архива суточных цифровых сейсмограмм и архива видеорегистрации за 2013 г. произведен ретроспективный анализ сейсмических сигналов от ПП. На основании изучения волновых форм и спектральной плотности мощности сейсмических сигналов от ПП выделены характерные параметры, позволяющие осуществлять из всего многообразия сейсмических сигналов на вулканах селекцию сигналов от ПП. Детализация и формализация выделенных признаков сейсмических сигналов от ПП позволит в дальнейшем перейти к выделению этих событий в реальном времени.

Ключевые слова: вулкан Кизимен, извержение, пирокластический поток, сейсмический сигнал, спектр.

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Кизимен – самый южный из действующих вулканов Центральной Камчатской депрессии, расположен на юго-восточном борту Щапинского грабена и приурочен к системе крупноамплитудных сбросов северо-восточного простирания зоны сочленения этого грабена с горстом хр. Тумрок (рис.1). Вулкан представляет собой одиночный конус [9]. Координаты вершины – 55°08.0 с.ш., 160°19.3 в.д., абсолютная высота 2376 м.

Новое извержение в. Кизимен началось в декабре 2010 г., спустя 82 года после предыдущего извержения. В ночь с 9 на 10 декабря произошло резкое усиление сейсмической и вулканической активности. В этот период наблюдались пепловые выбросы до 1 км в высоту [4]. При этом по данным

очевидцев, каждая эксплозия сопровождалась схождением пирокластических потоков (ПП).

Необычной особенностью данного извержения по сравнению с извержениями других вулканов Камчатки является то, что ПП образуются даже при слабых взрывах. Отложения ПП имели место преимущественно в юго-восточном секторе вулкана, и редко на западных склонах, которые к январю 2011 г. имели значительную мощность [4].

Извержения ПП характерны для андезитовых вулканов. На Камчатке такими вулканами являются Безымянный и Шивелуч. С одной стороны, отдельные выбросы на этом вулкане происходят при разрушении жесткого экструзивного купола, с другой стороны – извержения вулкана Безымянный сопровождаются образованием значительных по площади пирокластических потоков, порождающих сейсмические сигналы и мощные турбулентные, конвективные потоки в атмосфере, которые являются источниками инфразвуковых колебаний [6]. Изучение сейсмических и инфразвуковых сигналов от ПП вулкана Ундзен описано в работе Х. Ямасато в 1991 г. [12].

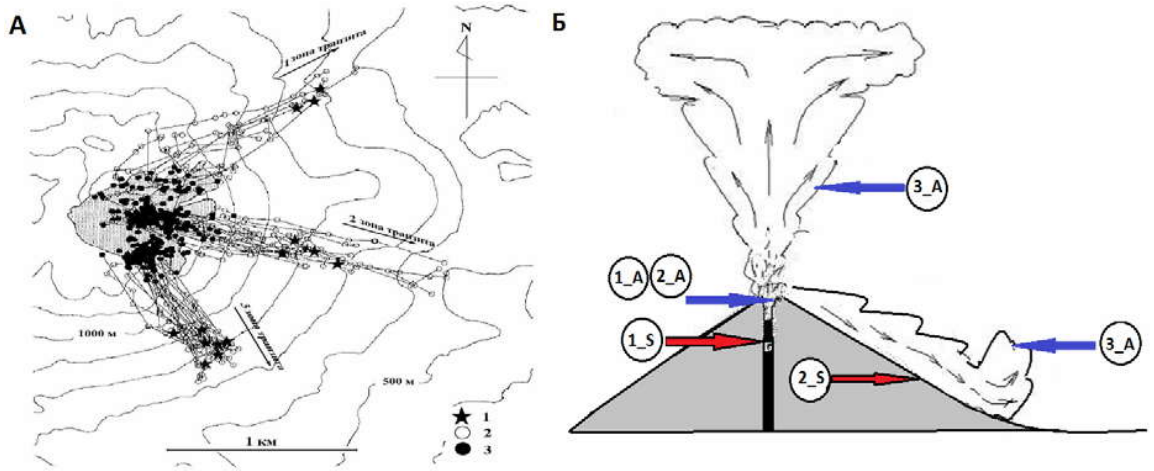


Рис. 1. Оценка мест источников инфразвуковых сигналов от ПП по [12] (А). 1 – места, где амплитуды поздних фаз сейсмических и инфразвуковых сигналов достигло пика; 2 – источники более поздних фаз, которые возникают от ПП; 3 –источники, связанные с обвалами с купола вулкана. На схеме указаны проявления форм вулканических извержений и возможные источники: A – источники акустических колебаний, S – источники сейсмических колебаний (Б).

На рисунке 1 указаны возможные источники инфразвуковых и сейсмических колебаний.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Выделение и изучение сейсмических сигналов от ПП при извержении вулкана Кизимен, стало возможным благодаря близко расположенным радиотелеметрическим сейсмическим станциям (РТСС) и базе данных, в которую входят цифровые сейсмограммы и видеонаблюдения за вулканом.

В районе вулкана Кизимен работают три РТСС: «Кизимен» (KZV), «Тумрок» (TUM) и «Тумрок D» (TUMD) – цифровая широкополосная станция, на которой установлена IP-видеокамера производящая съемку вулкана с частотой один кадр в минуту (рис. 2).

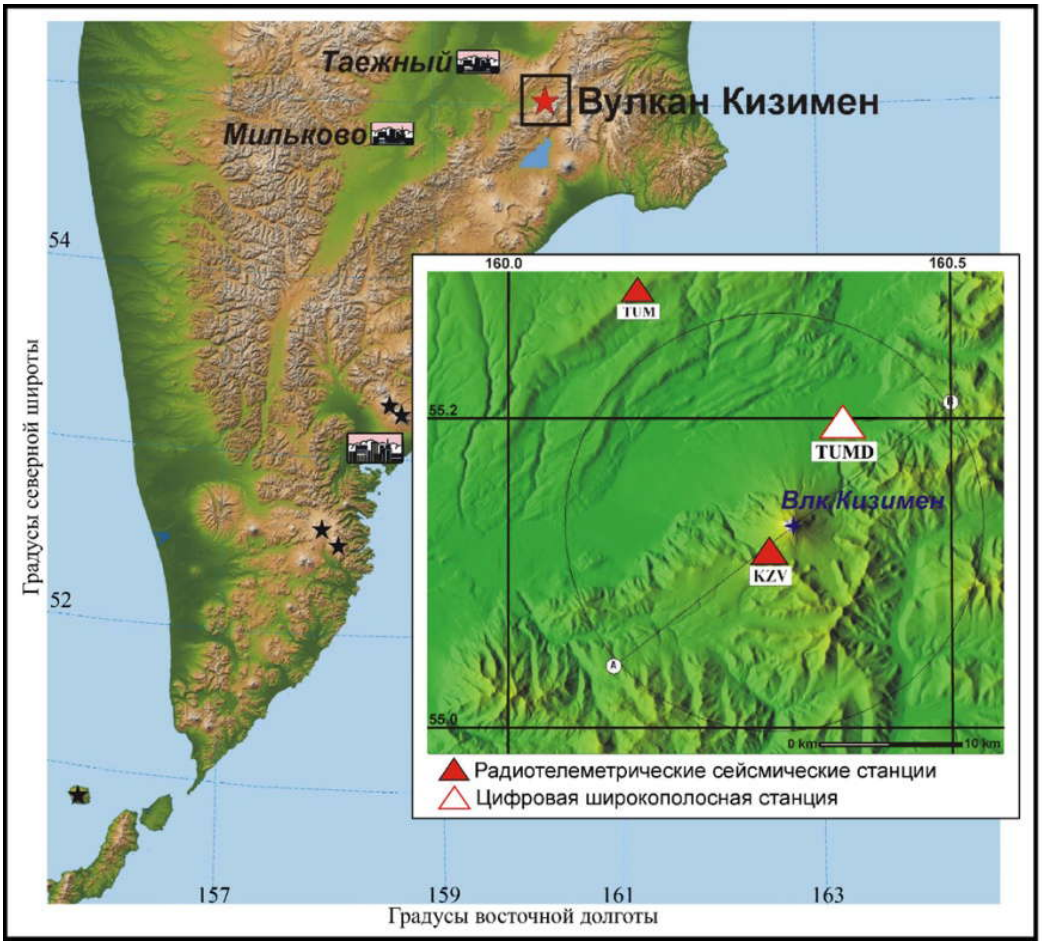


Рис. 2. Расположение вулкана Кизимен на Камчатке [6]. На врезке показаны сейсмические станции КФ ГС РАН в окрестностях вулкана. KZV – Кизимен, TUMD – Тумрок D, TUM – Тумрок.

Для изучения сейсмических сигналов, сопровождающих ПП, в основном, использовались сейсмические записи на KZV, находящейся на расстоянии 2.6 км к юго-западу от вершины вулкана Кизимен. В случаях ограничения сейсмического сигнала по амплитуде использовались сейсмограммы TUMD, находящейся в 6 км к северо-востоку.

Чувствительность короткопериодных сейсмометрических каналов на РТСС KZV (датчики СМ-3 (T_s=1.2 с, 0.8 – 20 Гц)) с цифровой регистрацией на приемных центрах РТСС составляет $2 \cdot 10^7$ отсчет/м/с [3]. Станция TUMD оснащена сейсмометром GURALP CMG-6TD, который относится к категории портативных широкополосных приборов с встроенной флэш-картой.

Основные характеристики встроенного сейсмометра CMG-6TD:

- частотный диапазон от 0.03 до 100 Гц;
- динамический диапазон 140 дБ;
- чувствительность 2·1200 В/м/с;
- частота оцифровки: 100 отсч/с;
- встроенная флэш-карта 2 Гб;
- потребление тока 12 А [11].

Для первичной обработки сейсмического сигнала использовалась интерактивная программа *DIMAS (Display, Interactive Manipulation and Analysis of Seismograms)*, которая предназначена для детальной обработки и визуального анализа цифровых сейсмических сигналов, программа снабжена простым и функциональным интерфейсом взаимодействия с пользователем и позволяет производить разнообразные операции с сейсмическими сигналами [2].

При построении спектра мощности плотности (СПМ) для каждого сигнала использовался программный продукт *WinПОС (Пакет Обработки Сигнала)* предприятия *«MERA».* Он предназначен для обработки измерительной информации с помощью стандартных алгоритмов, графического представления данных и документирования. Анализ и обработка сигнала

происходила в частотной области с помощью процедуры быстрого преобразования Фурье [10].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Согласно обновленной классификации вулканических землетрясений П.И. Токарева [1], изучаемые сейсмические сигналы в работе были отнесены к типу вулканических землетрясений – *низкочастотные серии*. Как правило, продолжительность таких сигналов варьирует от 2 – 3 минут до 2 – 3 часов, с частотным диапазоном 0.5 – 2 Гц. Землетрясения этого типа всегда сопровождают определенные формы активности на вулкане: эксплозии из кратера, сход ПП, а так же сход лавин с экструзивного купола. Таким образом, этот тип вулканических землетрясений должен был регистрироваться при извержениях ПП на вулкане Кизимен.

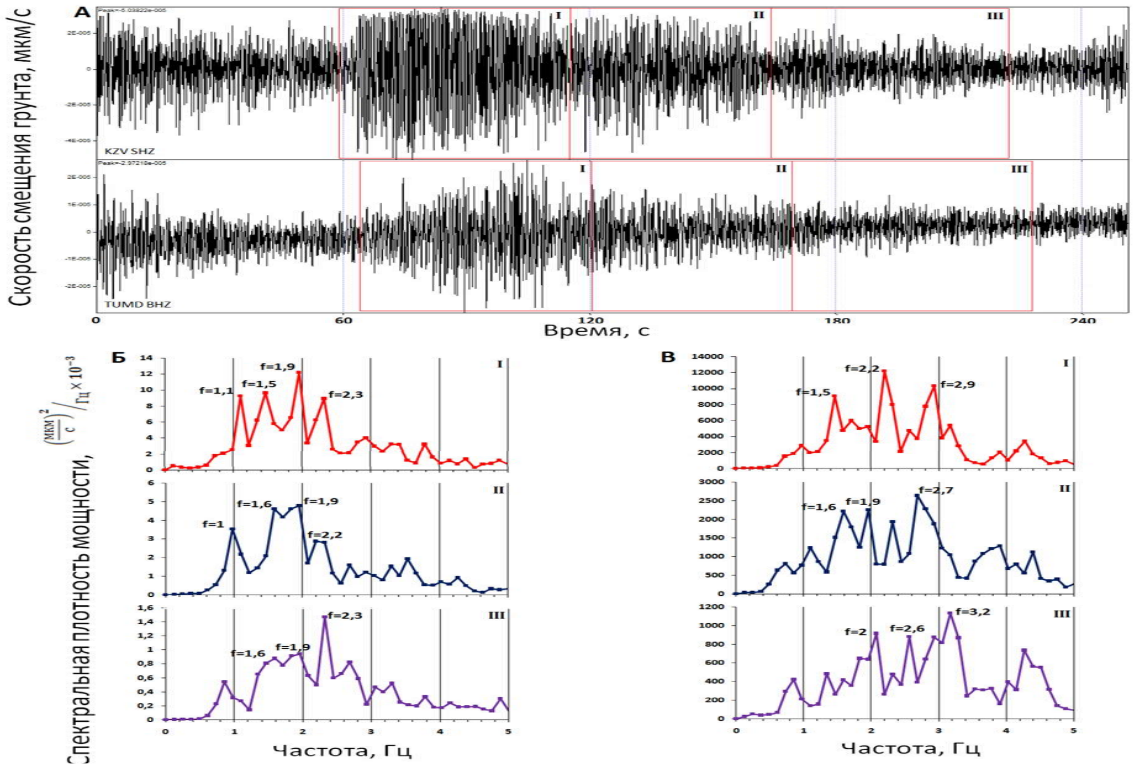


Рис. 3. Сейсмический сигнал на вертикальных составляющих KZV SHZ и TUMD BHZ от ПП 02/05/2011 в 19:16 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи для каналов SHZ (Б) и BHZ (В).

Рассматривались сигналы только на вертикальных каналах станций KZV и TUMD. Рассмотрим три землетрясения, сопровождавших ПП на вулкане Кизимен в 2011 году – 2 мая и 13 декабря.

Фрагменты записей сейсмических сигналов на обеих сейсмостанциях для ПП 2 мая 2011 г., приведены на рисунке 3. Сигнал продолжительностью ~160 секунд был разбит на три участка. Для каждого участка с помощью программы *WinПОС* строилась спектральная плотность мощности (СПМ).

Обращает на себя внимание смещение спектральных пиков в сторону высоких частот в процессе извержения. Если на первом и втором участках максимальный спектральный пик приходится на 1.9 Гц, на KZV, то на третьем участке максимум приходится на 2.4 Гц. Близкая картина наблюдается на TUMD.

Рассмотрим сейсмические сигналы, сопровождавшие события, произошедшие 13 декабря 2011 года, по данным видеонаблюдений с TUMD отнесенные к ПП. В течение почти 8 часов по абразивной впадине происходило многократное схождение ПП с интервалом между ними от 2 до 15 минут [6].

На рисунке 4 приведены фрагменты записей сейсмических сигналов ПП 13 декабря 2011 г. в 20:16. Сигнал продолжительностью ~130 секунд был разбит на четыре участка. Смещение максимальных спектральных пиков в сторону высоких частот также характерно и для этого сигнала. Особенно это выражено на TUMD: здесь максимальный пик приходятся на первом участке на 2.7 Гц, а на последующих, на 3 Гц.

Фрагменты записей сейсмических сигналов на обеих сейсмостанциях для ПП 13 декабря 2011 г. в 20:28 приведены ни рисунке 5. Сигнал имеет продолжительность ~150 секунд, он был разбит на четыре участка. На TUMD отчетливо прослеживается смещение максимальных спектральных пиков в сторону высоких частот от 0.9 Гц до ~3 Гц.

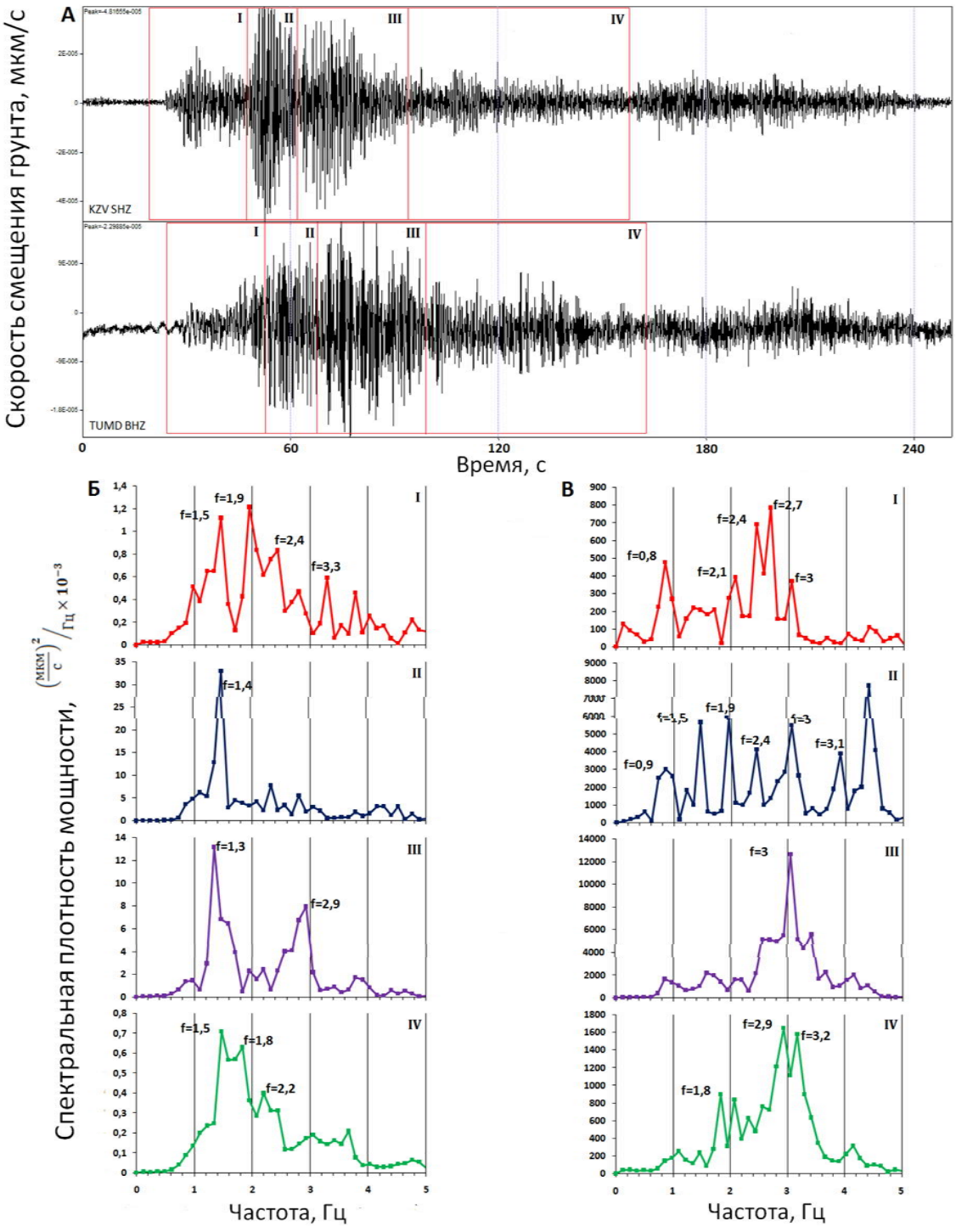


Рис. 4. Сейсмический сигнал на вертикальных составляющих KZV SHZ и TUMD BHZ от ПП 13/12/2011 в 20:16 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи для каналов SHZ (Б) и BHZ (В).

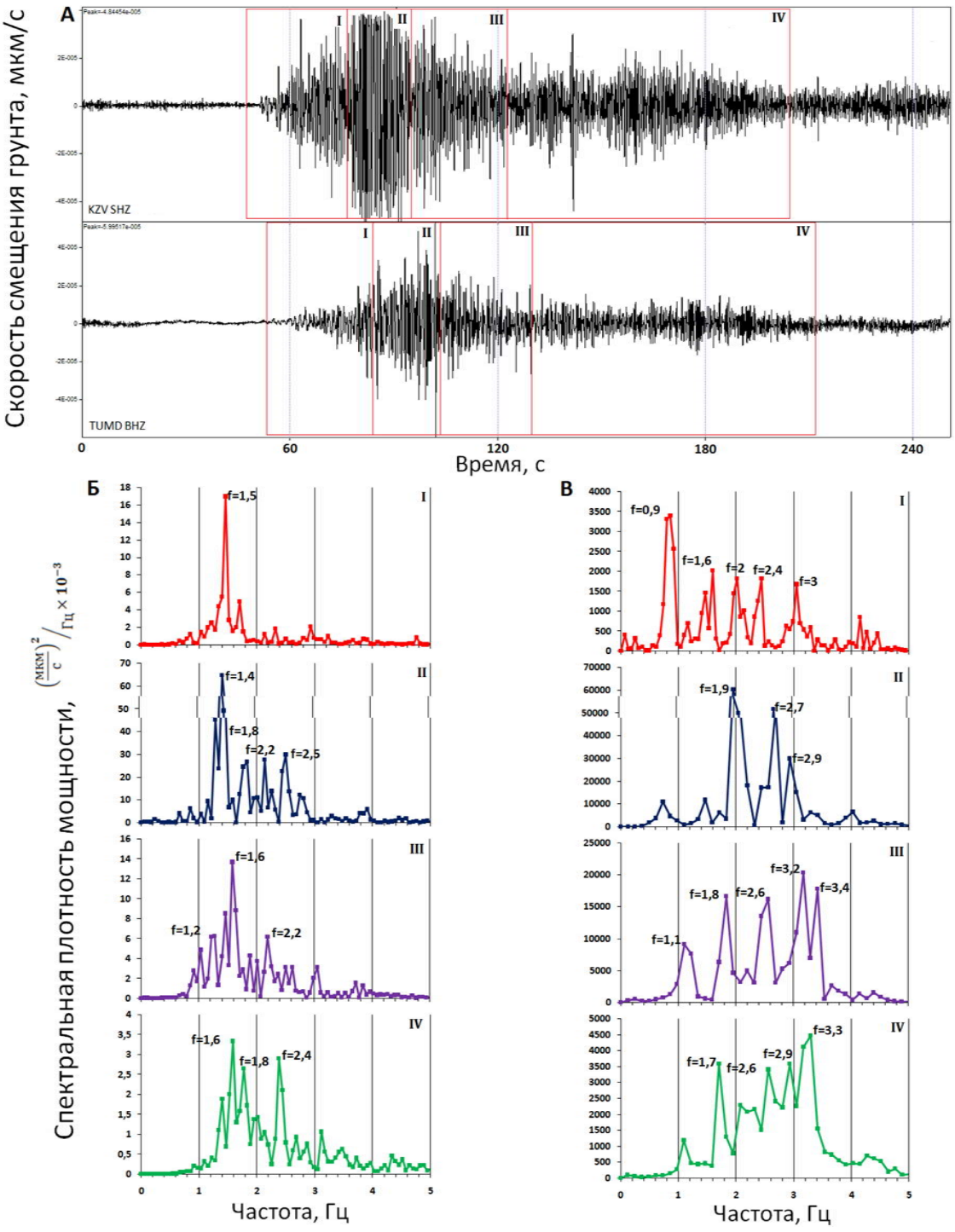
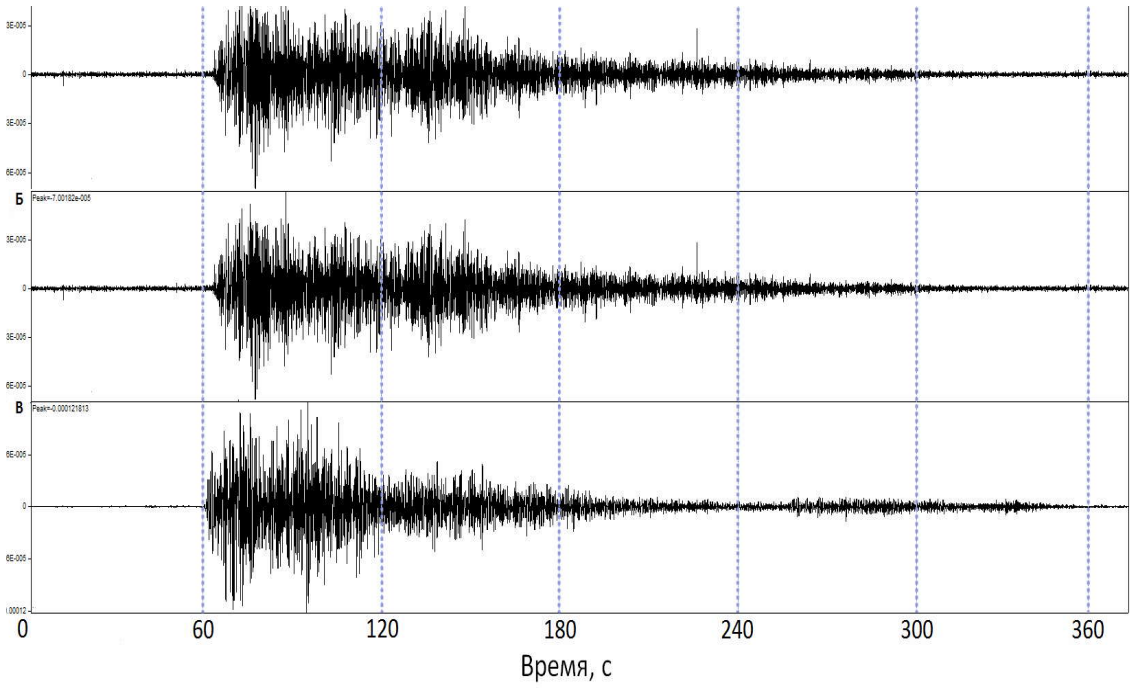


Рис. 5. Сейсмический сигнал на вертикальных составляющих KZV SHZ и TUMD BHZ от ПП 13/12/2011 в 20:28 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи для каналов SHZ (Б) и BHZ (В).

Далее рассмотрим пять событий, сопровождавших ПП или раскаленные лавины в 2013 году. Сейсмические сигналы визуально различаются по форме записи. К первой группе отнесем сигналы с медленно затухающей

амплитудой и длительностью 100 – 132 секунды (рис. 6), а ко второй группе отнесем сигналы, форма записи которых отличается достаточно быстрым уменьшением амплитуды (рис. 7).



Для сейсмического сигнала продолжительностью ~100 секунд от ПП 16 июня 2013 г. наблюдается характерная картина для вышерассмотренных сигналов. Максимальный спектральный пик на первом участке равен 0.9 Гц, на втором и третьем – 2 и 2.3 Гц соответственно (рис. 8).

Смещение максимальных спектральных пиков в сторону высоких частот для сигнала от ПП 19 июля 2013 г. выражено не так четко 1.8 – 1.9 – 1.8(2.2) Гц, для трех участков соответственно (рис. 9). Продолжительность сигнала – 120 секунд.

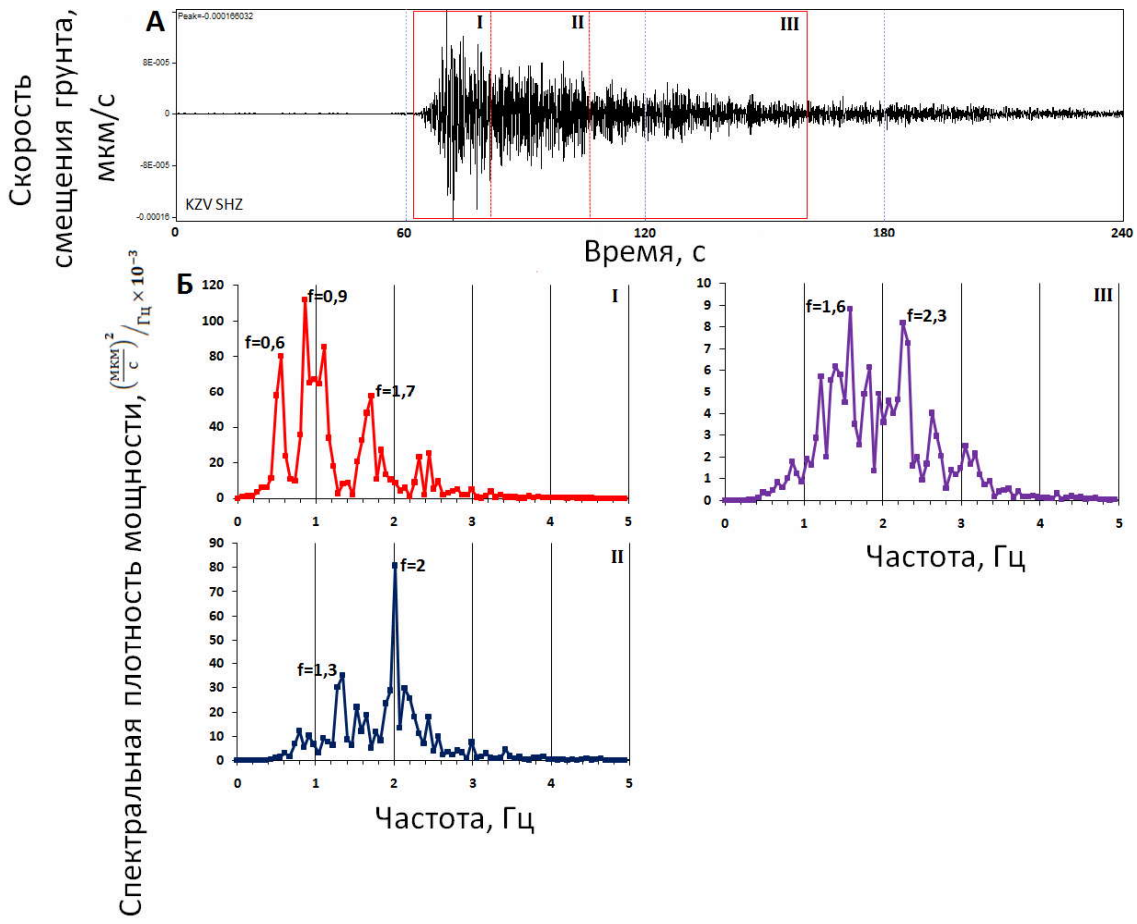
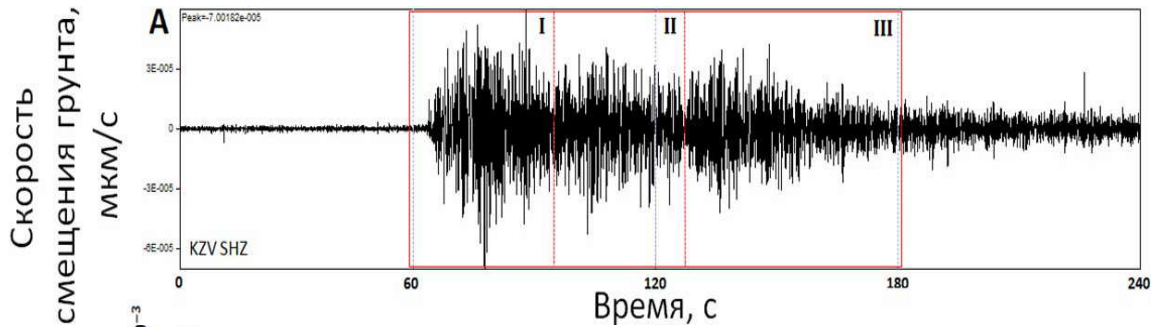
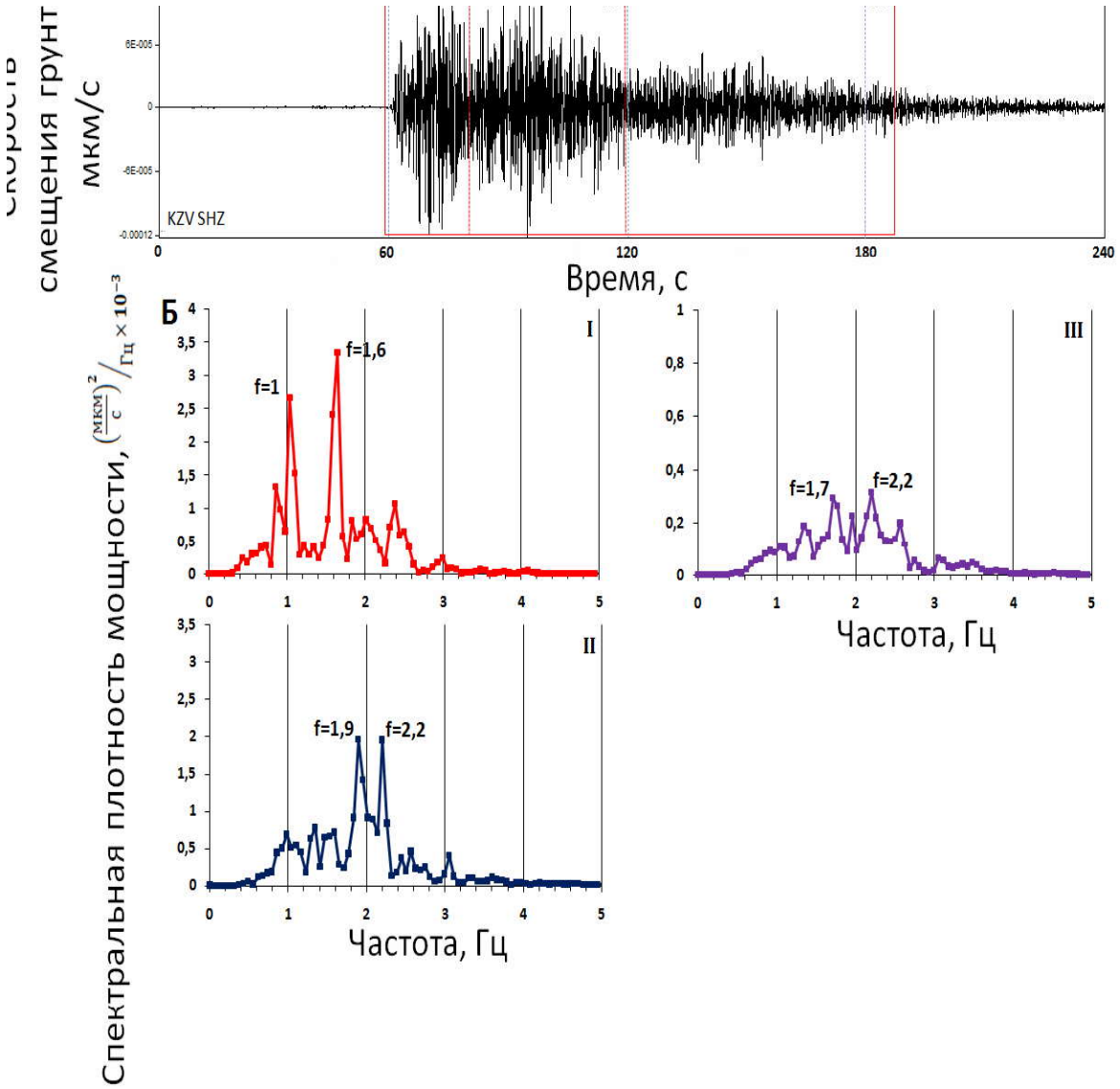


Рис. 8. Сейсмический сигнал на вертикальной составляющей KZV SHZ от ПП 16/06/2013 в 02:18 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи (Б).


A
Peak=-7.00182e-006
I
II
III
3E-006
0
-3E-006
-6E-006
KZV SHZ
0
60
120
180
240
Время, с
Скорость смещения грунта, мкм/с


смещения грунт
мкм/с
KZV SHZ
Время, с
Б
I
II
III
f=1
f=1,6
f=1,9
f=2,2
f=1,7
f=2,2
Частота, Гц
Частота, Гц
Спектральная плотность мощности, $(\frac{мкм}{с})^2/_{Гц} \times 10^{-3}$

Сейсмический сигнал события, произошедшего 21 мая 2013 г. 04:45 тоже следует отнести к раскаленной лавине. 90 секунд Максимальный спектральный пик первого участка этого сигнала равен 1.6 Гц, на втором участке максимальный пик приходится на 4 Гц. Продолжительность сигнала ~90 секунд.

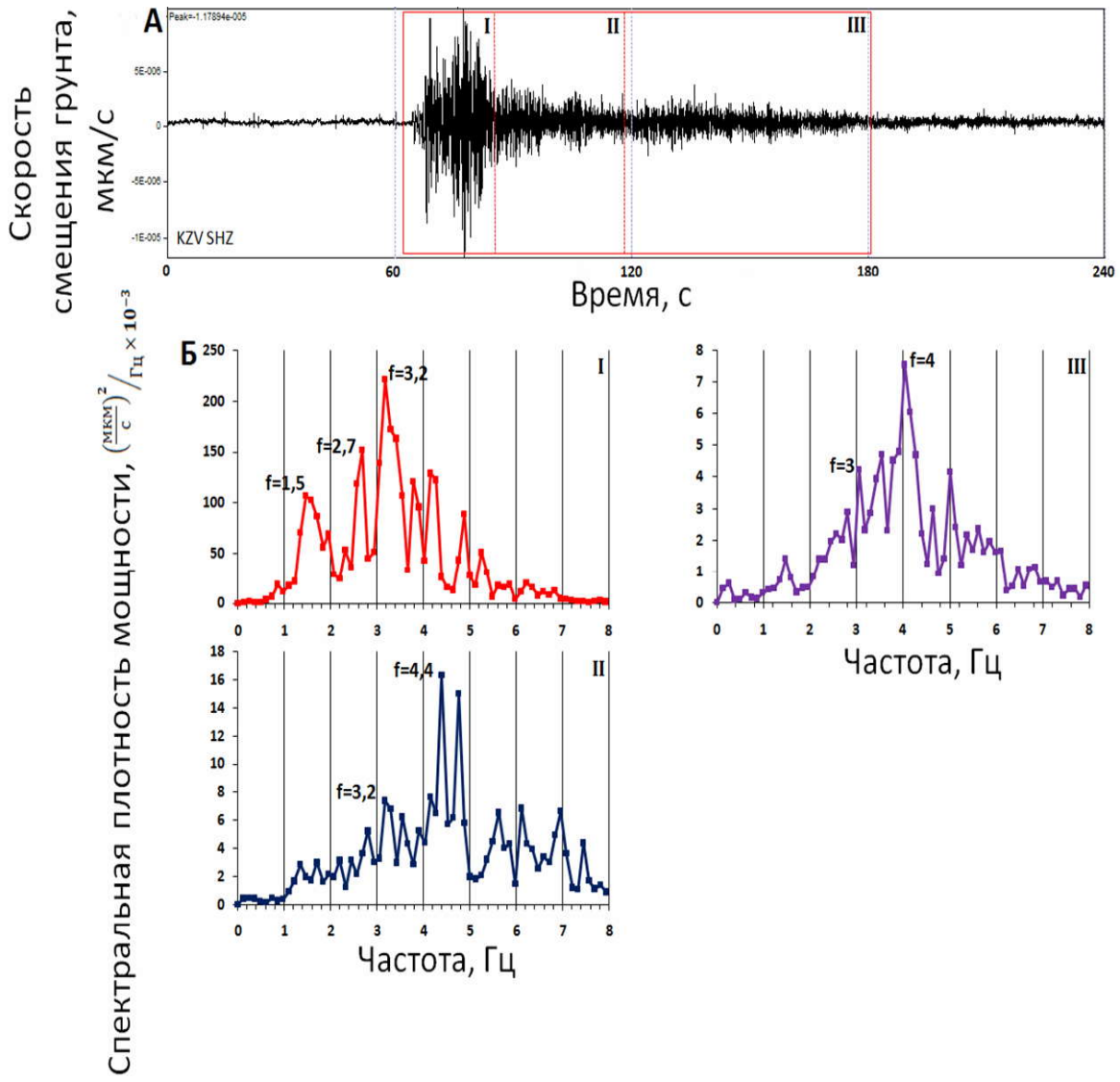


Рис. 11. Сейсмический сигнал на вертикальной составляющей KZV SHZ от ПП 21/03/2013 в 06:42 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи (Б).

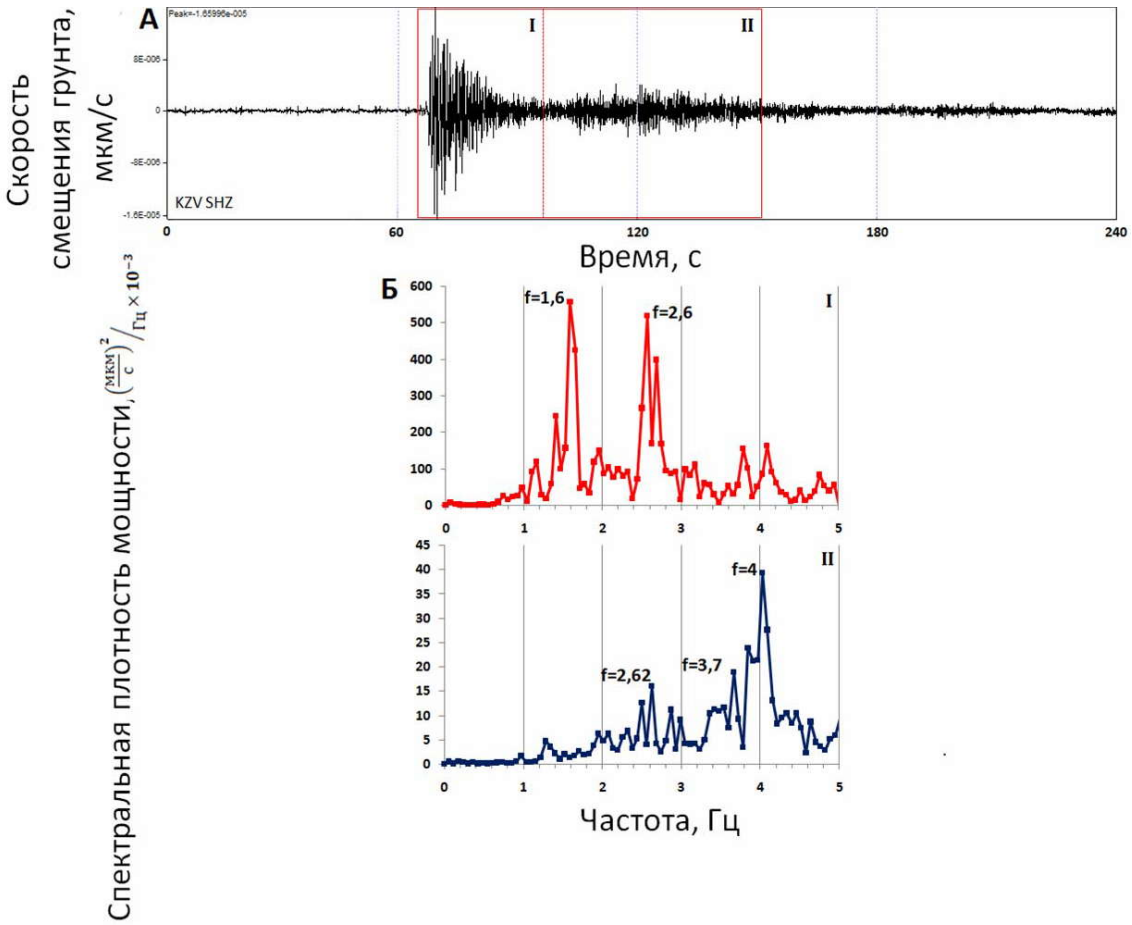


Рис. 12. Сейсмический сигнал на вертикальной составляющей KZV SHZ от ПП 21/03/2013 в 04:45 (А), спектральная плотность мощности для различных участков записи (Б).

ВЫВОДЫ

Исходя из полученных результатов, можно предположить, что сейсмические события, сопровождающие ПП и раскаленные лавины, которые формируются при обвалах экструзивного материала, отличаются длительностью и спектральным составом. В дальнейшем предполагается формализовать большее количество параметров с целью селекции формы сейсмических сигналов, сопровождающие различные формы активности вулкана Кизимен.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гарбузова В.Т., Соболевская О.В.* Обновленная классификация вулканических землетрясений П.И. Токарева // Проблемы комплексного геофизического мониторинга ДВ России. П.К., 2010. С.25-29.
2. *Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3 С.22 – 34.
3. *Камчатский филиал Геофизической службы РАН*, 1979-2009. Обнинск: ГС РАН, 2009.-73с.
4. *Малик Н.А., Овсянников А.А.* Извержение вулкана Кизимен в октябре 2010 г. – марте 2011 г. //Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С.7 – 10.
5. *Фирстов П.П.* Особенности акустических и сейсмических волн, сопровождавших извержение вулкана Безымянный в 1983-1985гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 81-97.
6. *Фирстов П.П., Шакирова А.А.* Динамика извержения вулкана Кизимен (Камчатка) в 2009 – 2012 гг. и ее проявление в сейсмических эффектах. 2012.
7. *Чубарова О.С., Горельчик В.И., Гарбузова В.Т.* Сейсмический режим вулкана Безымянный в 1975 – 1979 гг.// Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С.58 – 69.
8. *Шакирова А.А.* Движение лавового потока вулкана Кизимен как генератор режима «drumbeats»// Исследования в области наук о Земле. Матер. X региональной молодежной научной конференции 28 – 29 ноября. 2012. Петропавловск-Камчатский. С. 127-139.
9. *Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С., Зубин М.И.* Вулкан Кизимен // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 18-23.
10. *WinПОС:* пакет обработки сигналов. Руководство пользователя. Мытищи: «Мера», 2010.
11. www.guralp.com.
12. *Yamasato H.* Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen volcano, Japan // J. Phys. Earth. 1997. № 45. P. 397-416.

STUDY OF SEISMIC SIGNALS ACCOMPANYING VOLCANIC PYROCLASTIC FLOWS ON VOLCANO KIZIMEN IN ORDER ALLOCATE INFORMATIVE PARAMETERS FOR THEIR AUTOMATIC SELECTION

Arbugaeva O.V.

Kamchatka State University named Vitus Bering

Exploration eruptions of pyroclastic flows (PF), characteristic for all eruptions of andesitic volcanoes (Bezymianny, Shiveluch), have been observing since the beginning of volcano Kizimen eruption (December 2010). Retrospective analysis of seismic signals of PF was performed on the base of daily digital seismograms archive and video recording archive in 2013. Characteristic parameters allowing to carry PF signal selection from the diversity of seismic signals on volcanoes were allocated on the base of wave forms and power spectral density study. Detailing and formalization of selected features of PF seismic signals will allow to advance these events in real time.

Keywords: volcano Kizimen, eruption, pyroclastic flow, seismic signal, spectrum.

УДК 550.34+551.21

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА ГОРЕЛЫЙ, КАМЧАТКА, ВО ВРЕМЯ ЕГО АКТИВИЗАЦИИ 2007-2013 гг.

Берсенева Н.Ю.

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

Научный руководитель: д.г.-м.н.Копылова Г.Н.,

Представлено описание сейсмической активности вулкана Горелый в период его активизации 2007-2013 гг. с использованием модифицированной классификации вулканических землетрясений П. И. Токарева и набора количественных параметров сейсмичности. Сопоставление временных особенностей режима сейсмичности в районе вулкана с другими проявлениями его активности по данным визуальных и спутниковых наблюдений позволило выделить характерные фазы в активизации вулкана, различающиеся по сейсмическим параметрам. С использованием непараметрических критериев χ^2 и множественного сравнения Данна показано наличие статистически значимых различий между величинами сейсмических параметров в течение выделенных фаз активности вулкана. Рассмотрены зависимость количества взрывных землетрясений от интенсивности вулканического дрожания и особенности сейсмичности перед образованием новой высокотемпературной фумаролы в июне 2010 г.

Ключевые слова: вулкан Горелый, сейсмическая активизация, вулканическое дрожание, классификация вулканических землетрясений П. И. Токарева.

ВВЕДЕНИЕ

Изменения сейсмической активности в районах действующих вулканов может отражать процессы, протекающие в их магматических очагах, связанные с подготовкой извержений.

Вулкан Горелый (52.55° с.ш., 158.03° в.д., абсолютная высота вершины 1829 м) является одним из наиболее активных вулканов Южной Камчатки. В географической, краеведческой и вулканологической литературе отмечено 12 его извержений. Все они имели эксплозивный характер и были приурочены к вершинным кратерам. Описание последних извержений 1980-1981 гг. и 1984-1986 гг., во время которых производилась регистрация локальной сейсмичности, приводится в [2, 4-5, 8-9, 11].

В районе влк. Горелый Камчатским филиалом Геофизической службы (КФ ГС) РАН в 1980 г. была установлена радиотелеметрическая сейсмостанция «Горелый» (GRL). Летом 2008 г. были установлены еще две станции «Мутновка» (MTV) и «Асача» (ASA). Все станции оборудованы трехкомпонентными комплектами короткопериодных каналов на базе сейсмометров СМ-3 для регистрации скорости смещении грунта в полосе частот 0.8 – 20 Гц [18].

На с/ст. GRL регистрируются землетрясения в районе влк. Горелый с минимальными величинами энергетических классов по S-волне K_S=2.2. По записям трех ближайших станций с 2008 г. стало возможно регистрировать сейсмические события с минимальным K_S=3.5 [13].

В 1980-1981 гг., после установки с/ст. GRL, были впервые получены сейсмометрические данные в период эксплозивного извержения влк. Горелый. В [4] приводятся результаты анализа сейсмической активности во время этого извержения и подробный анализ изменения вулканического дрожания (ВД). В [5] отмечалось, что сейсмическая активность после окончания извержения 1980-1981 гг. значительно понизилась: на с/ст. GRL регистрировались в среднем не более 10-20 событий IV типа (по классификация вулканических землетрясений П.И. Токарева [15]) в год.

Характеристика сейсмического режима во время извержения 1984-1986 гг. приводится в работах [2, 5, 8-9]. На основе анализа ВД и других проявлений активности автором [5] были выделены три фазы извержения. Наибольшую активность вулкан проявлял в 1985 г. [8]. В 1985 г. также изменилась морфология активного кратера. В нем исчезли озеро и серный купол, существовавший в 1984 г.; образовалась колодцеобразная воронка глубиной ~100 м. Над кратером наблюдалось свечение [9].

Авторы [3] отмечают, что перед каждым извержением вулкана Горелой кислотное озеро в активном кратере исчезало, а на его месте оставалась кольцеобразная воронка глубиной порядка 100 м, на дне которой, на-

пример, в 1985 г., наблюдалось светящееся пятно, ярко-желтый цвет которого свидетельствовал о температурах на дне кратера порядка 1000 °С [9].

Описание сейсмической активизации в районе влк. Горелый в 2007 - 2009 гг., приводится в работах [1, 13].

ИНФОРМАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ

Каталог землетрясений Камчатки составляется лабораторией исследования сейсмической и вулканической активности (ЛИСВА) КФ ГС РАН по результатам оперативной обработки. В базу данных включены землетрясения, для которых возможно определение основных параметров (дата и время в очаге; долгота, широта, глубина гипоцентра, энергетический класс $K_s = lgE$, где Е-энергия землетрясения в Дж) по трем и более станциям. К таковым относятся вулканические землетрясения I типа и большинство сейсмических событий II-III типов с величинами A/T>0.2 мкм/с, где A - амплитуда, T - период. Ниже такие землетрясения называются "сильными". База данных размещена по адресу http://ts.emsd.ru/.

Для "сильных" землетрясений рассчитывалась их энергия по формуле $E=10^{Ks}$, где Е – энергия в Дж, K_s – энергетический класс [15].

Фактографическая база данных «Активность вулканов Камчатки» (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm) создана и пополняется ЛИСВА. В базе имеется таблица сводных данных о сейсмичности действующих вулканов Камчатки, осредненных за сутки, и данные визуальных наблюдений. В ней учтены сейсмические события на вулканах, регистрируемые хотя бы одной станцией. При описании состояния влк. Горелый в качестве опорной станции принимается с/ст. GRL.При этом все зарегистрированные сейсмические события разделяются на типы по классификации П.И.Токарева, адаптированной к цифровой обработке [6].

В пополняемой таблице с суточными данными по влк. Горелый содержатся результаты наблюдений с 7 июля 2007 г. по настоящее время с небольшими перерывами, когда с/ст. GRL не работала (23.08 -

11.09.2007 г., 24.01 - 13.03.2009 г., 28.01 - 18.04.2010 г., 05.02 - 10.05.2012 г., 11.07 - 01.08.2013 г., 18.09-02.10.2013 г.).

Используемые в работе сейсмические данные, отсутствующие в БД, были любезно предоставлены сотрудниками ЛИСВА и лаборатории сводной обработки КФ ГС РАН.

При анализе сейсмичности в районе влк. Горелый рассматривались "сильные" землетрясения в квадрате 52.50 - 52.62 с. ш. и 157.90 - 158.15 в. д. с глубинами гипоцентров до 20 км. Все они приурочены к постройке вулкана. Для расчета параметров землетрясений в районе влк. Горелый используется региональный камчатский годограф, в котором учитываются свойства среды только ниже уровня моря [17].

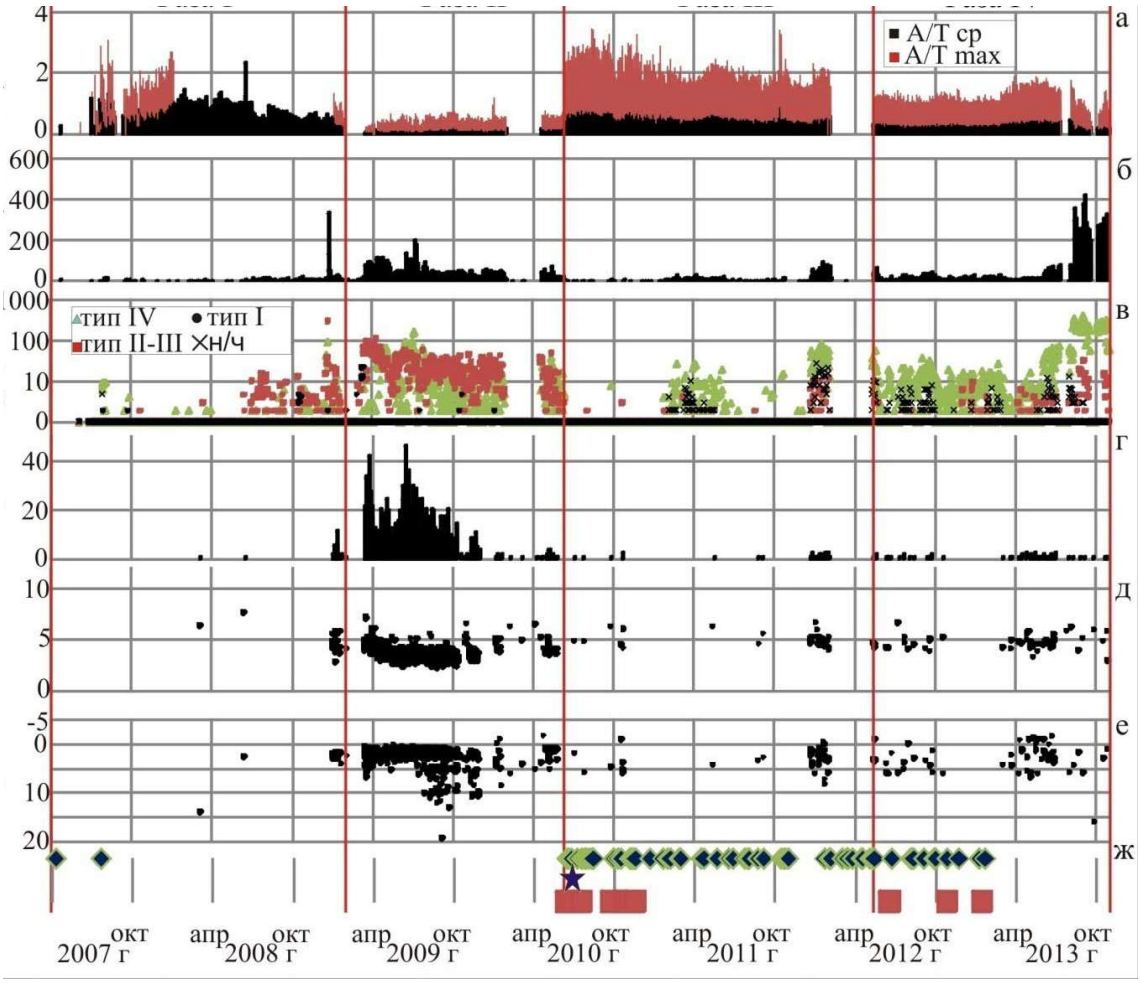
ВЫДЕЛЕННЫЕ ФАЗЫ АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНА ГОРЕЛЫЙ В 2007-2013 ГГ.

В работе [1] были выделены четыре фазы активизации (фазы I-IV) в течение апреля 2007 – августа 2013 гг. В настоящей работе анализируемый период расширен на сентябрь и октябрь 2013 г. В эти месяцы режим сейсмичности вулкана существенно не менялся. Характеристики выделенных фаз приведены на рис. 1 (временные ряды параметров сейсмичности) и в таблице. Приведем краткое их описание (более подробное описание имеется в [1]).

Фаза I характеризуется высокими значениями среднесуточных величин A/T вулканического дрожания (≈ 0.7 мкм/с) и постепенным увеличением количества сейсмических событий I-IV типов и низкочастотных серий (рис. 1а, в).

Фаза II характеризуется пониженными значениями величины A/T (≈ 0.14 мкм/с). В течение этой фазы было зарегистрировано наибольшее число сейсмических событий I и II-III типов (рис.1 в), которые, в соответствии с [15], связаны с движением магмы по выводящему каналу.

Фаза III характеризуется резким увеличением значений A/T (A/T ≈ 0.8 мкм/с) вулканического дрожания и относительно небольшим количеством зарегистрированных землетрясений. В каталоге практически отсутствовали "сильные" землетрясения с K_s<4 (рис. 1д), что может быть связано с трудностью их выделения на фоне высокой интенсивности ВД.



В работе [3] отмечались изменения в режиме кислотного озера, возникшем в активном кратере после извержения 1986 г. Это выражалось в том, что водная масса озера становилась более подвижной вследствие увеличения парогазовых выделений с его поверхности. Кроме этого, летом и осенью в юго-западной части озера наблюдался мощный подводный грифон.

На основе наблюдений за режимом озера авторы работы [3] дали среднесрочный прогноз о возможном извержении влк. Горелый. В июне 2010 г. в активном кратере образовалась высокотемпературная фумарола (870 °С). Ее описание приведено в [12].

Образованию фумаролы предшествовала сейсмическая подготовка, рассмотренная ниже. Мы также полагаем, что образование фумаролы и усиление парогазовой деятельности вулкана являются также основными причинами усиления ВД. Следует отметить, что подобная высокотемпературная фумарола наблюдалась на дне кратера влк. Горелый и в 1985 г. [9, 11].

Повышение вулканической активности сопровождалось снижением уровня воды в озере [7]. Летом 2011 г. кислотное озеро в активном кратере уже не наблюдалось, но фумарола продолжала функционировать вплоть до настоящего времени (рис.1 ж).

В течение фазы III наблюдались мощные парогазовые эмиссии, достигавшие высоты 3000 м над кратером. В районе кратера регистрировались термальные аномалии, и отмечалось свечение в темное время суток (рис. 1ж).

Фаза IV характеризуется средними значениями отношения A/T ≈0.36 мкм/с, а также наличием термальных аномалий и интенсивными парогазовыми эмиссиями с высотой колонны более 2000 м над кратером. В течение этой фазы зарегистрировано наибольшее количество сейсмических событий I-IV типов и низкочастотных серий (рис. 1б-в).

В августе 2013 г. произошло резкое увеличение числа событий IV типа (взрывные землетрясения по [15]), что, возможно, является признаком изменения режима активности вулкана.

Таблица. Характеристика выделенных фаз I-IV во время активизации вулкана Горелый в мае 2007 - октябре 2013 гг.

Фаза	**I**	**II**	**III**	**IV**
Временной интервал, мм.гггг - мм.гггг	07.2007 - 01.2009	03.2009 - 06.2010	06.2010 - 02.2012	05.2012 - 10.2013
Кол-во событий I-III типов, шт. (шт./мес.)	915 (48)	8954 (535)	170 (8)	489 (23)
Кол-во "сильных" событий* шт. (шт./мес.)	43 (2)	2653 (159)	37 (1)	60 (3)
Кол-во событий IV типа шт. (шт./мес.)	432 (23)	4979 (298)	2101 (105)	18335 (866)
Кол-во низкочастотных серий шт. (шт./мес.)	8 (0)	0 (0)	469 (23)	476 (22)
Средняя величина энергетического класса Ks "сильных" землетрясений	4.6	3.6	5.0	4.6
Выделившаяся сейсмическая энергия "сильных" землетрясений E, Дж	$3.6 \cdot 10^7$	$6.7 \cdot 10^7$	$1.2 \cdot 10^7$	$9.6 \cdot 10^6$
Средняя величина A/T вулканического дрожания, мкм/с	0.71	0.12	0.58	0.3

Примечание: * события I-III типа, зарегистрированные на трех и более станциях.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Для подтверждения обоснованности выделения фаз в активизации влк. Горелый в 2007-2013 гг. по используемым параметрам сейсмичности был проведен статистический анализ, направленный на оценку различия между фазами по критерию χ^2 и критерию множественного сравнения Данна.

Для анализа использовались следующие параметры сейсмичности, рассчитанные для каждой фазы: 1- сумма землетрясений I-III типов, 2 – сумма землетрясений IV типа и 3 – сумма "сильных" событий. Для под-

твержденияразличий между фазами I-IV применялся непараметрический критерий χ^2 [14]. Из полученного значения χ^2=59866 следует, что с вероятностью более 99% статистические различия между выделенными фазами существуют.

Интерес также представляет оценка различия фаз по отдельным параметрам с учетом разного объема выборок. Для этого применялся непараметрический критерий попарного сравнения Данна [14]. Использовались следующие параметры: 1 - количество событий I-III типов за сутки; 2 – количество событий IV типа за сутки; 3 - среднесуточная величина A/T вулканического дрожания. Фазы сравнивались попарно.

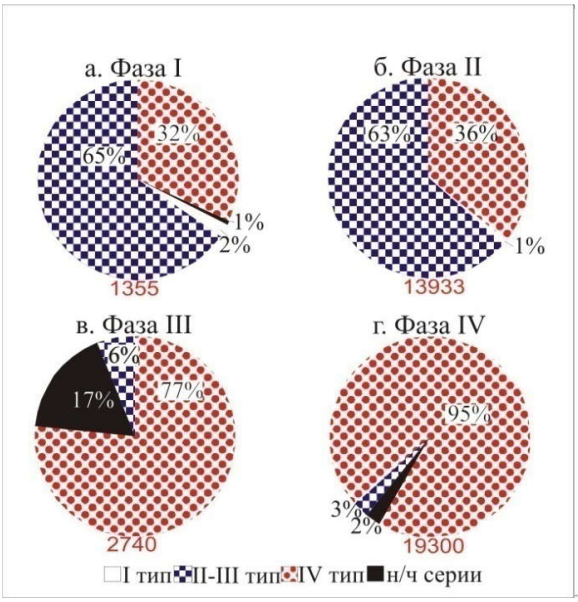


Рис. 2. Круговые диаграммы процентного содержания количества сейсмических событий разного типа в течение выделенных фаз I (а), II (б), III (в), IV (г). Цифры под диаграммами – суммарное количество сейсмических событий.

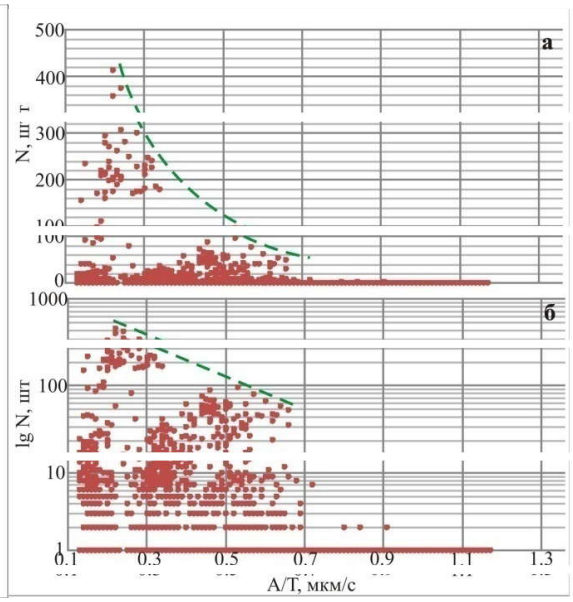


Рис. 3. Распределение суточного количества землетрясений IV типа в зависимости от среднесуточной величины A/T вулканического дрожания в течение активизации вулкана Горелый в 2007-2013 гг. в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабах.

Критерий Данна показал, что с вероятностью более 99% все четыре фазы различаются между собой по уровню ВД. По количеству землетрясений I-III типов между собой различаются фазы I и II, II и III, III и IV. Раз-

личие не обнаружено между фазами I и IV. По количеству взрывных землетрясений между собой различаются только фазы I и IV.

На круговых диаграммах (рис. 2) приводится процентное содержание сейсмических событий различных типов для каждой фазы. По процентному распределению количества землетрясений наиболее похожи фазы I и II, но они существенно отличаются по суммарному числу событий. Следует также отметить увеличение процентного содержания взрывных землетрясений от фазы I к фазе IV. В течение фазы IV произошло наибольшее число сейсмических событий, из которых землетрясения IV типа составляют 95%.

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ДРОЖАНИЕ

Авторы [4] предположили наличие источника дрожания под центральной частью постройки вулкана. Это предположение согласуется с данными [16], которые описывают термоаномалию в недрах влк. Горелый на глубине 7.3 км. Предполагалось, что с этой термоаномалией связан постоянно существующий восходящий флюидный поток над магматическим очагом вследствие нагрева циркулирующих по трещинам подземных вод и их смешения с магматическими газами.

В работах [9, 10] парогазовые извержения влк. Горелый связываются с турбулентным движением газовых струй, которые генерируют регистрируемое ВД. Взрывные землетрясения объясняются взрывами газов в кратере вулкана [6].

На рис. 3 отражена зависимость между количеством событий IV типа за сутки и среднесуточными значения A/T вулканического дрожания. Видно, что количество зарегистрированных землетрясений резко сокращается практически до нуля при увеличении величины A/T до 0.7 мкм/с. Верхняя граница значений количества взрывных землетрясений (пунктирная линия) на отрезке значений A/T от 0.1 до 0.7 мкм/с достаточно четко выражена, в логарифмическом масштабе ее можно аппроксимировать наклонной пря-

мой линией (в линейном масштабе - экспоненциальное затухание, рис. 3а). Это может быть связано с особенностями сейсмического режима вулкана или с трудностью выделения взрывных землетрясений на фоне возрастающей интенсивности вулканического дрожания.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЮ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ФУМАРОЛЫ

На рис. 4 представлено изменение во времени количества взрывных землетрясений за сутки и среднесуточных значений A/T вулканического дрожания в период перехода между фазами II и III, предшествующему образованию высокотемпературной фумаролы.

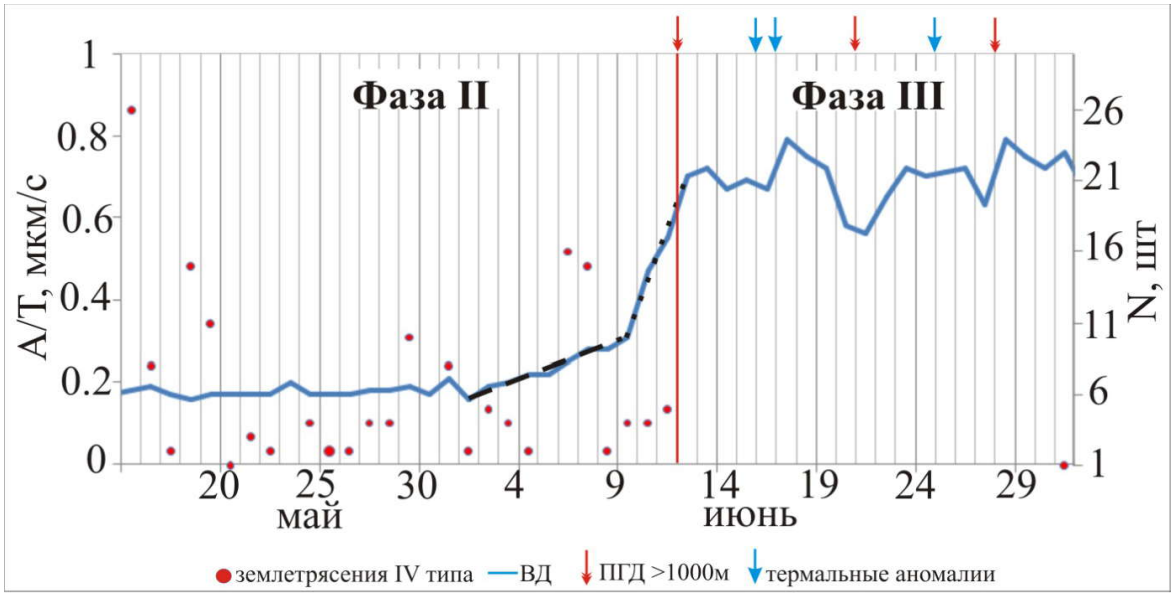


Рис. 4. Изменение среднесуточных значений A/T вулканического дрожания (сплошная линия ВД) и суточного количества взрывных землетрясений IV типа (N, точки) в районе влк. Горелый в течение 15 мая – 1 июля 2010 г. Вертикальная линия обозначает границу выделенных фаз. Стрелками показаны: наличие парогазовой деятельности (ПГД) с высотой колонны более 1000 м над кратером и зарегистрированные термальные аномалии на влк. Горелый.

Из рис. 4 видно, что трехкратное увеличение величины A/T происходило в два этапа. С 1 по 9 июня наблюдалось постепенное нарастание интенсивности ВД (пунктирная линия на рис. 4); значение A/T увеличилось на 0.15 мкм/с. Резкое возрастание интенсивности ВД происходило с 9 по

12 июня (точечная линия на рис. 4). За два дня величина A/T возросла на 0.23 мкм/с.

12 июня 2010 г. была зарегистрирована парогазовая колонна высотой более 1000 м над кратером вулкана. Такое усиление парогазовой активности совпадает с максимальными значениями A/T, окончанием постепенного возрастания интенсивности ВД и началом фазы III. Дату 12 июня, по-видимому, можно считать датой образования высокотемпературной фумаролы в кратере. В течение фазы III, при благоприятных погодных условиях, над кратером фиксировались мощные парогазовые колонны и термальные аномалии (рис. 4).

ВЫВОДЫ

1. Для периода с июля 2007 по октябрь 2013 гг. рассмотрены изменения параметров сейсмического режима в районе влк. Горелый в сопоставлении с другими проявлениями его вулканической активности (рис. 1). На основе анализа имеющихся данных были выделены четыре фазы активизации (I-IV), приведено их описание и количественные характеристики (таблица).

2. Выделение фаз подтверждается результатами статистического анализа распределений параметров сейсмичности. С использованием критерия χ^2 показано, что с вероятностью 99% различия между выделенными фазами существуют.

С использованием критерия множественного сравнения Данна установлено, что с вероятностью 99% имеется различие в выделенных фазах по уровню вулканического дрожания и по количеству землетрясений I-III типов за сутки.

3. Установлено, что в течение активизации влк. Горелый 2007 – 2013 гг. происходило увеличение процентного содержания количества взрывных землетрясений от суммарного числа сейсмических событий. В течение фазы IV взрывные землетрясения составляли 95% от общего числа событий (рис. 2).

4. Обнаружена обратная связь количества взрывных землетрясений и среднесуточных значений A/T вулканического дрожания (рис. 3). Постепенное уменьшение числа событий IV типа с увеличением интенсивности дрожания наблюдается до величины A/T≈0.7 мкм/с. При величинах A/T>0.7 мкм/с. происходит резкое уменьшение числа событий IV типа за сутки. Это может быть связано с особенностями сейсмического режима вулкана или с трудностью выделения взрывных землетрясений на фоне возрастающей интенсивности вулканического дрожания.

5. Показано, что за 11 дней до образования высокотемпературной фумаролы в кратере влк. Горелый (начало фазы III) наблюдалась сейсмическая подготовка в виде постепенного увеличения A/T вулканического дрожания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Берсенева Н.Ю., Соболевская О.В.* Сейсмичность вулкана Горелый, Камчатка, в 2007-2013 гг.// Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. IV регион. науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2013.
2. *Будников В.А.* Извержение вулкана Горелый в апреле 1986 г.// Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 99-103.
3. *Гавриленко Г.М., Мельников Д.В., Овсянников А.А.* Современное состояние термального озера в активном кратере вулкана Горелый (Камчатка)// 100-летие Камч. экспедиции Рус. географ. общества 1908-1910 гг. Матер. Всерос. науч. конф. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 86-95
4. *Гаврилов В.А.* Вулканическое дрожание и землетрясения вулкана Горелый в период извержения 1980-1981гг.// Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 3-17.
5. *Гаврилов В.А.. Иванов В.В.. Трухин Ю.П. и др.* Активизация вулкана Горелый в августе-сентябре 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 90-92.
6. *Гарбузова В.Т., Соболевская О.В.* Обновленная классификация вулканических землетрясений П.И. Токарева // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. II регион. науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2010. С. 25-29.
7. *Гирина О.А.. Маневич А.Г.. Ушаков С.В. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2011 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Матер. регион. конф. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 20-25.

8. *Двигало В.Н., Андреев В.И., Гавриленко Г.М. и др.* Деятельность вулканов юго-восточной Камчатки и Северных Курил в 1985-1986 гг.// Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 13-20.
9. *Иванов Б.В., Дрознин В.А., Вакин Е.А. и др*. Извержение вулкана Горелый в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 93-98.
10. *Иванов Б.В.* Сейсмологические предвестники вершинных извержений Ключевского вулкана на Камчатке (на примере вулканического дрожания): Автореф. канд. дисс. Иркутск, 2011. 12 с.
11. *Кирсанов И.Т., Озеров А.Ю.* Состав продуктов и энергетический эффект извержения вулкана Горелый в 1980-1981 гг.// Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 25-42.
12. *Овсянников А.А.* Состояние вулкана Горелый в июне 2010 г.// Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 5. № 1. С.10-13.
13. *Соболевская О.В.* Сейсмичность вулкана Горелый в 1984-2009 гг.// Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Матер. региональн. конф. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2009. С. 382-386.
14. *Стентон Гланц.* Методико-биологическая статистика. Москва: Практика, 1999. С. 462.
15. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 163 с.
16. *Уткин И.С., Федотов С.А., Делемень И.Ф., Уткина Л.И.* Динамика роста и развития проточных магматических очагов Мутновско-Гореловской группы вулканов, их тепловые поля и накопленное ими подземное тепло// Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 11-29.
17. *Федотов С.А.. Кузин И.П.* Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов // Изв. АН СССР. Серия геофиз. 1963. № 5. С. 670-686.
18. *Чебров В.Н.. Дрознин Д.В.. Кугаенко Ю.А. и др.* Система сейсмологических наблюдений на Камчатке на пороге 50-летия // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. науч.-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 35–42.

THE ESTIMATION OF SEISMIC PARAMETERS OF THE VOLCANO GORELY, KAMCHATKA, DURING 2007-2013 ACTIVATION

Bersenyova Natalia

Kamchatka branch of the Geophysical Service RAS

There is account of seismic activity of volcano Gorely in period of its activation 2007- 2013 in present paper. The modified classification of volcanic earthquakes by Tokarev and set of seismic parameters were used. Compassion of temporal feathers in volcano seismic activity and others volcanic manifestations let mark out characteristic phases in volcano activation, differing in seismic parameters. Statistically significant difference between values of seismic parameters in detailed phases of activity was proved with used distribution-free tests χ^2 and multiple comparison of Dann. Dependence of quantity of explosive earthquakes from intensity of volcanic tremor and seismic peculiarities before appearance of high-temperature fumarole in June 2010 were examined.

Key words: volcano Gorely, seismic activation, volcanic tremor, classification of volcanic earthquakes by Tokarev.

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НИЗКОЧАСТОТНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА ШИРОКОПОЛОСНЫХ СТАНЦИЯХ КАМЧАТКИ (ПО ДАННЫМ 2011-2013 гг.)

Касимова В.А.

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

Научный руководитель: д.г.-м.н. Копылова Г.Н.

На основе спектрального анализа временных рядов 1-минутных и среднечасовых сейсмических записей на канале BHZ на четырех станциях Камчатки обнаружена устойчивость спектральной структуры шума в течение различных сезонов года и за период времени до двух лет. В спектрах мощности 1-минутных временных рядов отмечается повышенный уровень интенсивности микросейсм для прибрежных станций по сравнению с континентальной станцией. Наблюдается повышенный уровень шума в первых половинах календарного года в диапазоне периодов от 2 до ~14 минут. На прибрежных станциях фиксируются сезонные изменения уровня шума, повышенные амплитуды шума отмечаются в первой половине года, особенно весной. В спектрах мощности среднечасовых временных рядов для прибрежных станций, наряду с суточной и полусуточной компонентами с периодами 24 и 12 ч, отмечаются спектральные максимумы на периодах приливных волн O1 и M2.

ВВЕДЕНИЕ

Микросейсмы (сейсмический шум) представляют собой непрерывные малоамплитудные колебания земной поверхности, которые возникают, в основном, за счет воздействия атмосферных и океанических процессов на земную кору. Интенсивность микросейсм может быть различной на разных станциях в зависимости от их местоположения, грунтовых условий, особенностей сезонных и суточных вариаций. Кроме пространственной и временной неравномерности, микросейсмы также характеризуются неравномерностью распределения интенсивности в зависимости от частоты, что обусловлено локальными различиями комплекса вызывающих их причин [5, 10].

В последнее время микросейсмы используются не только для классификации сейсмических станций в зависимости от уровня естественных и

техногенных шумов, но и в задачах предсказания землетрясений, в сейсмической томографии, а также для оценки реакции геологической среды на изменение геодинамической обстановки.

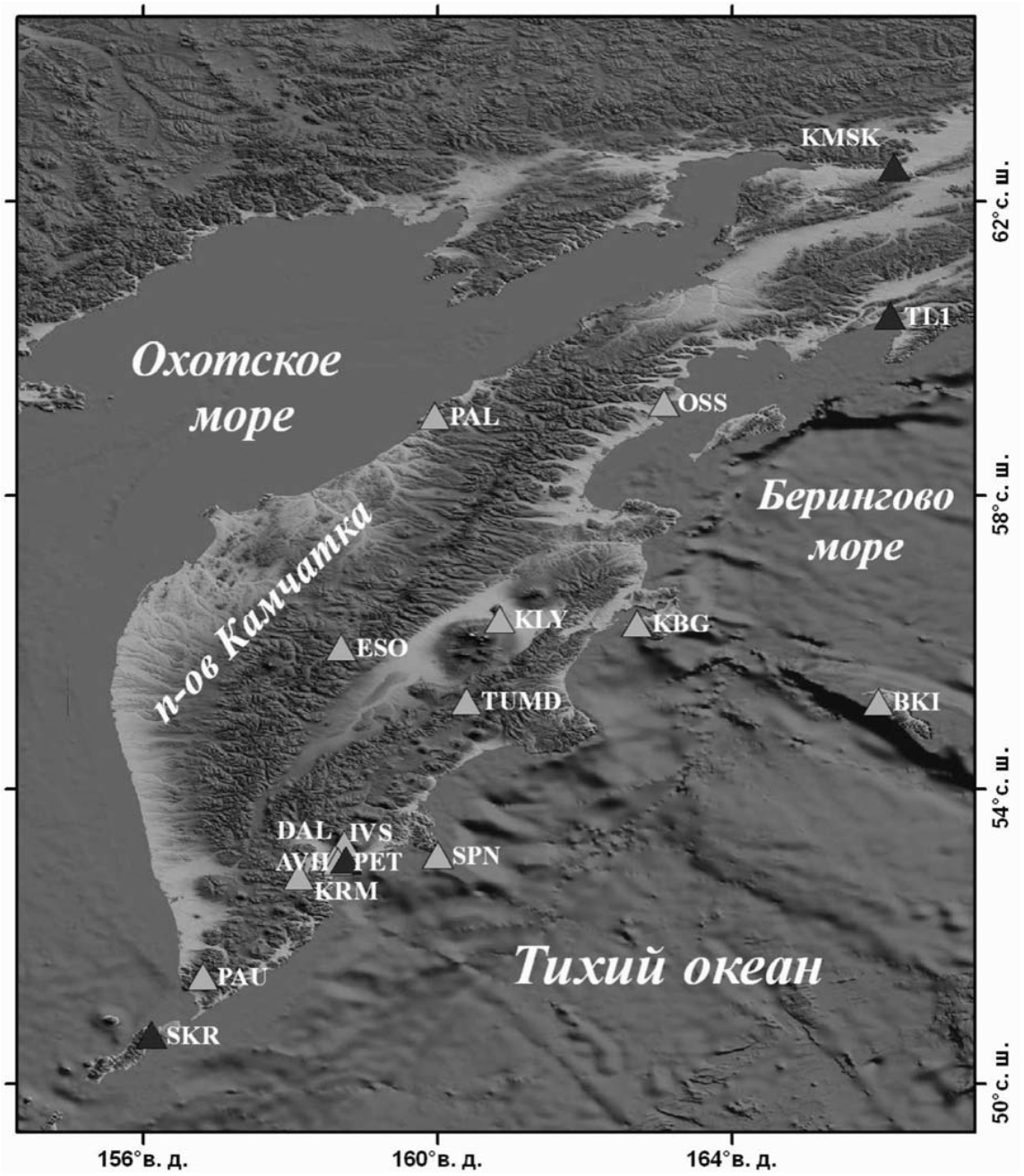
Степень изученности микросейсмического шума в различных диапазонах частот не одинакова. Микросейсмический шум в частотном диапазоне от 1 до 300 минут является наименее изученным, однако в [5] рассматривается как наиболее информативный для сейсмопрогностических целей. Этот низкочастотный диапазон микросейсмического шума находится на стыке между низкочастотной сейсмологией и исследованием медленных геофизических процессов. В нем содержатся колебания, индуцированные атмосферными и океаническими процессами, а также различными модами собственных колебаний Земли, которые возбуждаются после сильнейших землетрясений [6].

В работах д. ф.-м. н. А.А. Любушиным, Институт физики Земли РАН, г. Москва (ИФЗ РАН) [5, 8 и др.] с использованием оригинальной технологии, показана возможность использования записей на сети широкополосных сейсмических станций для определения районов и времени возникновения сильнейших землетрясений. Диапазон периодов вариаций шума от 2 до первых сотен минут рассматривался в качестве наиболее информативного для сейсмопрогностических целей. В соответствии с типичным видом спектра сейсмического шума [10-11] в этом диапазоне периодов наблюдается монотонное увеличение интенсивности шума с уменьшением частоты.

С 2012 г., совместно Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и ИФЗ РАН, проводятся работы по адаптации этой технологии с использованием записей на сети из 17-ти широкополосных станций Геофизической службы РАН в районах Камчатки и о-ва Парамушир (рис. 1).

Цель работы заключается в оценке влияния местоположения (прибрежная или континентальная), времени года, регистрирующей аппарату-

ры и других факторов на вариации 1-минутных временных рядов записей на канале BHZ на широкополосных станциях Камчатки с использованием спектрального анализа.



ста 2013 гг. на четырех широкополосных станциях Камчатской сети (таблица, рис. 1): Каменская (KMSK), Петропавловск (PET), Тиличики (TL1) и Северо-Курильск (SKR), оборудованных сейсмоприемниками CMG-3TB (частотный диапазон 0.0083-40 Гц), CMG-6TD (0.033-40 Гц), STS-1 (0.0027-10 Гц).

При выполнении этой работы были созданы временные ряды сейсмических записей с дискретизацией 1 минута [1-2, 7]. Далее в настоящей работе будем называть такие ряды 1-минутными рядами.

Таблица. Характеристика сейсмических станций и аппаратуры

Станция	Код станции		Координаты, град		h, м	Аппаратура	Частотный диапазон, Гц	Грунт
	рег.	межд.	с.ш.	в.д.				
Каменская	KM1	KMSK	62.4669	166.2055	45	CMG6TD	0.033-40	дисперсный уплотненный мерзлый (щебень, глина)
Петропавловск	PET	PET	53.0233	158.6499	100	STS-1	0.0027-10	скальный (долериты, кремнистые сланцы)
Северо-Курильск	SKR	SKR	50.6704	156.1158	30	CMG3TB	0.0083-40	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Тиличики	TL1	TILK	60.4460	166.1450	25	CMG3TB	0.0083-40	дисперсный уплотненный мерзлый (щебень, глина)

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для создания 1-минутных временных рядов исходных данных использовался комплекс программ, предоставленных д. ф. – м. н. А.А. Любушиным, с помощью которых сейсмические записи в формате mseed преобразовывались в формат данных ascii, выполнялось их прореживание в 1200 раз и переход к 12-секундным данным. Далее после усреднения и прореживания 12-секундных данных осуществлялся переход к интервалу дискретизации 1 минута [1, 8].

1-минутные временные ряды шума в относительных величинах амплитуды предварительно пересчитывались в значения скорости с учетом

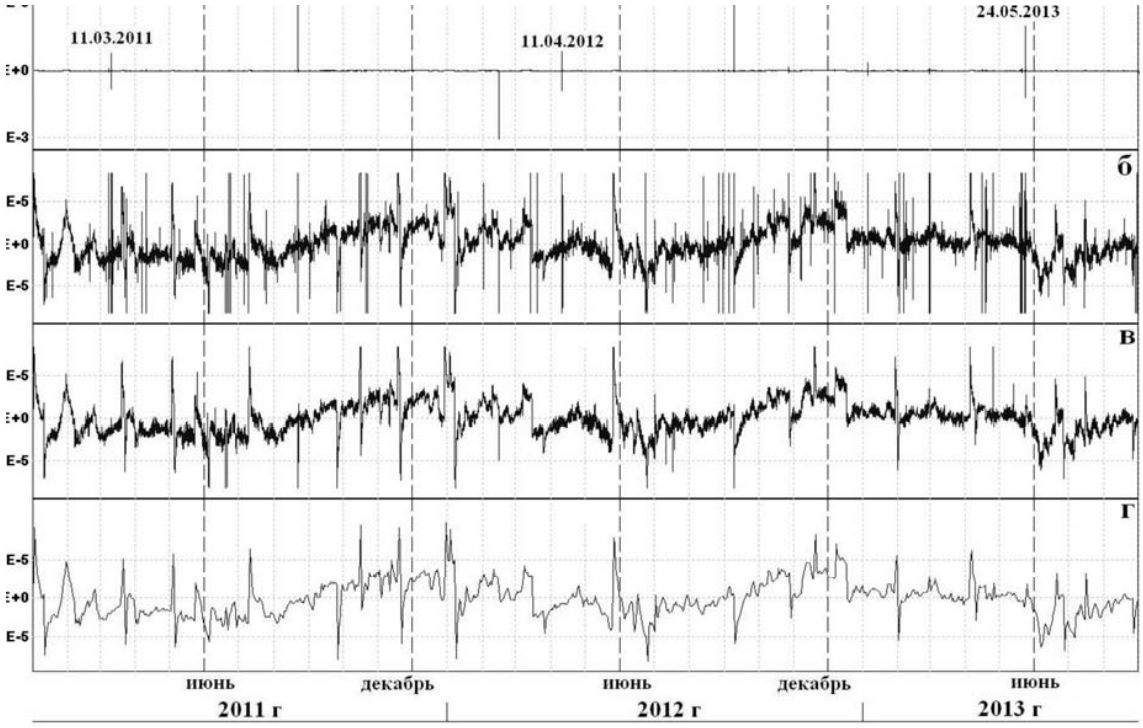
чувствительности канала BHZ для каждой станции. Затем с использованием программы Diagnos [3-4] для каждой станции были созданы 1-минутные временные ряды длиной от трех месяцев до двух лет, в т. ч. временные ряды длиной 2 года с 01.01.2011 по 31.12.2012 гг.; длиной 1 год с 01.01.2011 по 31.12.2011 гг. и с 01.01.2012 по 31.12.2012 гг.; длиной полгода с 1 января по 30 июня и с 1 июля по 31 декабря для 2011 - 2013 гг.; длиной 3 месяца: декабрь – февраль (зима), март – май (весна), июнь-август (лето) и сентябрь – ноябрь (осень) за 2011 - 2013 гг.

С помощью программы разведочного анализа свойств временных рядов Spectra_Analyzer, (автор А. А. Любушин) выполнялась процедура устранения больших выбросов (винзоризация) в 1-минутных временных рядах (рис. 2), которая осуществлялась путем вычисления среднего значения ряда $\bar{x}$, его стандартного отклонения σ, операции срезки значений ряда, превышающих уровень $\bar{x}\pm4\sigma$ и повторения такой последовательности операций до тех пор, пока значения $\bar{x}$ и σ не перестанут меняться [7]. Процедура винзоризации выполнялась для того, чтобы убрать большие выбросы технического характера (калибровки, сбои аппаратуры) и связанные с прохождением поверхностных волн от сильнейших землетрясений, в т. ч. от землетрясения Тохоку 11.03.2011 г., $M_w = 9.1$; землетрясений в районе о-ва Суматра 11.04.2012 г., $M_w = 8.7$ и $M_w = 8.2$; глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г., $M_w = 8.3$ (рис. 2 а).

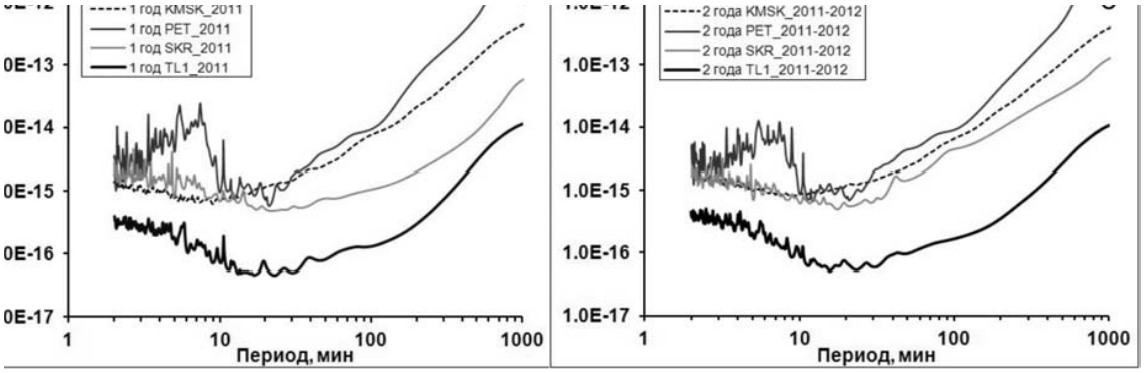
Из полученных «винзоризованных» 1-минутных рядов также были построены среднечасовые и среднесуточные временные ряды путем усреднения значений исходного ряда в окнах длиной 60 и 1440 значений (рис. 2). Затем из полученных 1-минутных, среднечасовых и среднесуточных рядов строились спектры мощности с использованием AR-модели (метод максимальной энтропии) [7].

При построении спектров выбор скользящего временного окна и порядка авторегрессии производились с учетом длины временного ряда и не-

обходимости получения достаточной детальности спектра. Для 1-минутных временных рядов скользящее временное окно составляло 2048 отсчетов, для среднечасовых - 720 отсчетов, для суточных - 180 и 92 отсчетов.

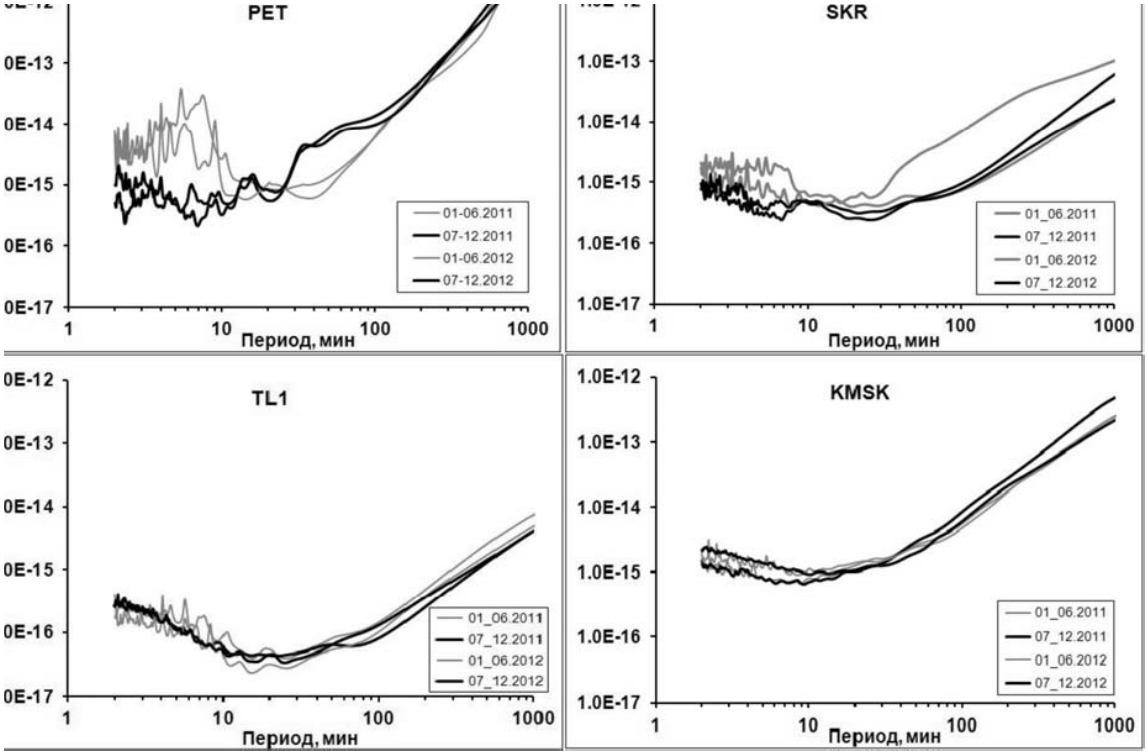


ма на этих трех станциях могут характеризовать близкие локальные сейсмогеологические условия в районах их расположения (дисперсный уплотненный грунт, табл.).



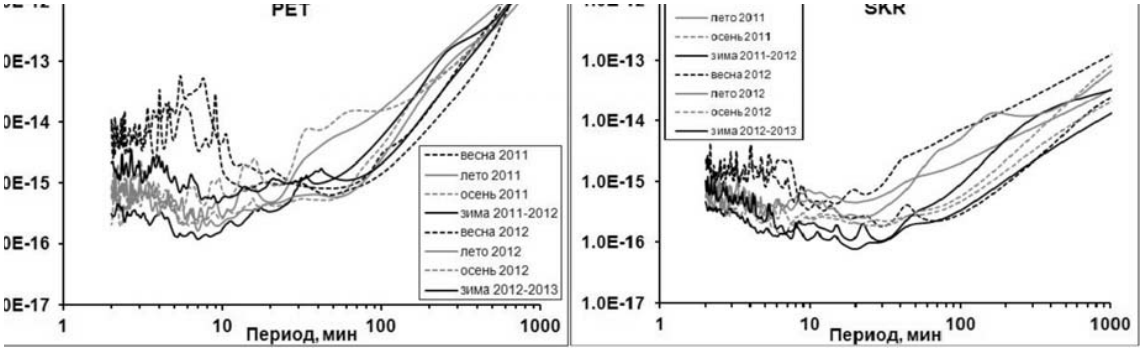
линии (прибрежные) и на них установлена одинаковая сейсмометрическая аппаратура (табл.).

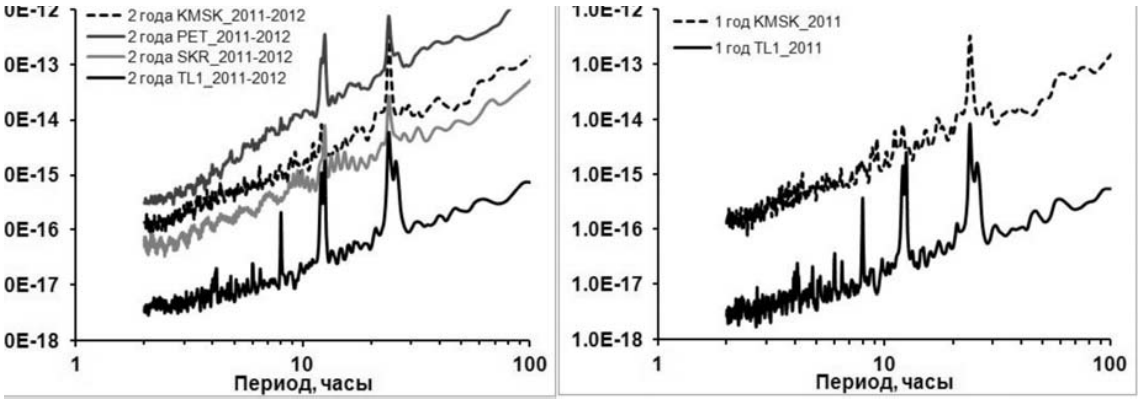
В спектрах мощности, рассчитанных по 1-минутным временным рядам длиной полгода на с/ст. PET (рис. 4), также как и в спектрах, построенных для рядов продолжительностью 1 и 2 года (рис. 3), в диапазоне периодов 2 - 10 минут наблюдается повышение интенсивности вариаций. С увеличением периодов до ~30 - 40 минут происходит понижение интенсивности вариаций и наблюдается монотонное увеличение амплитуд на периодах более 40 минут.



дов от 2 до 14 минут для первых половин года (январь - июнь) выше, чем для вторых половин 2011 и 2012 гг. (рис. 4). Такой эффект не прослеживается на внутриконтинентальной станции KMSK, на которой не обнаружена зависимость интенсивности вариаций 1-минутного ряда от времени года.

В спектрах мощности, построенных для 1-минутных рядов продолжительностью 3 месяца, наблюдается относительное повышение интенсивности их вариаций в течение весеннего периода (март—май) (рис. 5). Особенно ярко такая особенность проявляется на с/ст. PET и SKR в диапазоне периодов 2–10 мин.




2 года KMSK_2011-2012
2 года PET_2011-2012
2 года SKR_2011-2012
2 года TL1_2011-2012
0E-13
0E-14
0E-15
0E-16
0E-17
0E-18
1
10
100
Период, часы
1 год KMSK_2011
1 год TL1_2011
1.0E-13
1.0E-14
1.0E-15
1.0E-16
1.0E-17
1.0E-18
1
10
100
Период, часы

В спектрах мощности среднечасовых временных рядов сейсмических записей обнаружено наличие полусуточных и суточных приливных волн, морфология и интенсивность которых зависит от местоположения станции. Для прибрежных станций PET, SKR, TL1, наряду с чисто суточной и полусуточной компонентами с периодами 24 и 12 ч, отмечаются ярко выраженные спектральные максимумы, свидетельствующие о наличии волн O1 (период 25.82 ч) и M2 (период 12.42 ч), которые присутствуют как в земном, так и в океаническом приливе.

В среднечасовом ряду для континентальной сейсмостанции KMSK присутствует устойчивый максимум на периоде 24 ч. и отсутствуют спектральные максимумы, соответствующие компонентам с периодом 12 и 8 ч.

Работа выполнена в рамках изучения естественных вариаций низкочастотного сейсмического шума и разработки методики прогноза сильных землетрясений Камчатки, при поддержке гранта РФФИ 12-05-0014б-а (руководитель проекта д. ф.-м. н. А.А. Любушин, Институт физики Земли РАН, г. Москва).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Касимова В.А., Любушин А.А.* Перспективы использования данных сети широкополосных сейсмических станций для изучения сигналов синхронизации поля микросейсм на Камчатке // Исследования в области наук о Земле. Матер. X рег. мол. конф. Петропавловск-Камчатский: ИВИС ДВО РАН, 2012. С. 115–126.
2. *Касимова В.А., Копылова Г.Н.* Спектральная структура низкочастотного сейсмического шума на широкополосных станциях Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой регион. научно-техн. конф. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября -5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 64 - 68.
3. *Копылова Г.Н., Иванов В.Ю., Касимова В.А.* Разработка элементов информационной системы комплексных геофизических наблюдений на территории Камчатки // Российский журнал наук о Земле. 2009. Т. 11. DOI:10.2205/2009ES000329.
4. *Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А.* Информационная система «Полигон»: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы междунар. геофиз. конф., г. Новосибирск. - Изд-во СО РАН, 2003. - С. 393 – 399.
5. *Любушин А.А.* Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11–20.

6. *Любушин А.А.* Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки// Физика Земли. 2008. № 4. С. 17–34.

7. *Любушин А.А.* Разведочный анализ свойств временных рядов на основе использования интерактивной программы Spectra_Analyzer: Учебное пособие для старших курсов геофизического факультета. М.: РГГРУ, 2006. 46 с.

8. *Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н.* Мульти-фрактальные характеристики сейсмического шума на Камчатке, 2011–2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой регион. научно-техн. конф. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября -5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 471 - 475.

9. *Санников К.Ю., Лыскова Е.Л.* Вариации длиннопериодного шума на сейсмической станции «Пулково» в полосе частот от 0.5 до 0.008Гц в 1999-2003 гг. // Вопросы геофизики, вып. 38, Ученые записки СПбГУ, № 438, стр. 56-62, СПбГУ, 2005.

10. *Яновская Т.Б.* Основы сейсмологии. Изд-во: С.-Петерб. университета, 2008. 222 с.

11. *Peterson J.* Observations and modeling of seismic background noise // Open-File Rep. Albuquerque. New Mexico. 1993. P.93-322.

SPECTRAL STRUCTURE OF THE LOW-FREQUENCY SEISMIC NOISE ON THE BROADBAND STATIONS IN KAMCHATKA (BASED ON 2011-2013 DATA)

Kasimova V.A.

Kamchatka Branch of Geophysical Service Russian Academy of Science

The spectral analysis of time series of seismic records on channel BHZ at four stations in Kamchatka averaged in 1 -minute and hourly intervals had been performed. The stability of the spectral structure of noise was observed during different seasons of the year and for a time period of up to two years. The intensity of microseism for the coastal stations is higher than the intensity for the continental station in the power spectra of 1-minute time series. There is increased noise level in the first half of the calendar year in the period range from 2 to ~ 14 minutes. Seasonal changes in the noise level was observed at coastal stations. Increased amplitude of noise was observed in the first half of the year, especially in spring. The spectral maximums of tidal waves O1 and M2, which are presented in both the earth and oceanic tides, together with the diurnal and semidiurnal components (periods 24 and 12 hrs, respectively) was observed in the power spectra of average hourly time series for the coastal stations.

УДК 550.8

VI ШКОЛА МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ “АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ЭНЕРГОРЕСУРСОВ” (23 – 26 СЕНТЯБРЯ 2013 г., г. МАХАЧКАЛА)

Павлова В.Ю.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга

Научный руководитель: д.т.н. Д.Н. Кобзаренко

В сообщении освещены основные особенности проведения VI Школы молодых ученых «Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов», которая прошла 23 – 26 сентября 2013 г. в г. Махачкале в здании Института проблем геотермии ДНЦ РАН. В работе конференции приняли участие ведущие специалисты разных городов и институтов с пленарными докладами и лекциями, а также молодые ученые с докладами о результатах своих научных исследований. В рамках конференции прошли экскурсии на крупнейшее в Дагестане Чиркейское водохранилище и одну из самых мощных на Северном Кавказе – Чиркейскую ГЭС.

Ключевые слова: возобновляемые источники энергии, школа молодых ученых, экскурсии, г. Махачкала, Дагестан.

Введение

С 23 по 26 сентября 2013 года в городе Махачкала прошла VI Школа молодых ученых “Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов” имени член-корреспондента РАН Э.Э. Шпильрайна. Эта школа является традиционной школой, которая уже шестой раз проводится в столице Дагестана на базе Института проблем геотермии ДНЦ РАН (рис. 1).

Отмечая острую нехватку научных и инженерных кадров энергетического профиля, а вместе с тем и опыт организации в Дагестане школ молодых ученых под эгидой РАН и ЮНЕСКО, рекомендовано сделать регулярным проведение школ и конференций по проблемам возобновляемых источников энергии (ВИЭ).

Рис. 1. Место проведения VI Школы молодых ученых “Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов” имени член-корреспондента РАН Э.Э. Шпильрайна.

Первая школа (17 – 21 сентября 2006 года) и вторая школа (21 – 25 сентября 2008 года) связаны с именем Магомедова Камиля Магомедовича (1936 – 2002 гг.) – первого ректора Дагестанского политехнического института (1972 - 1985 гг.), председателя Президиума Дагестанского филиала АН СССР (1985 – 1990 гг.), директора Института проблем геотермии ДНЦ РАН (1987 – 2002 гг.), доктора физико-математических наук, профессора, заслуженного деятеля науки ДАССР и Российской Федерации.

Третья (27 – 30 сентября 2010 г.), четвертая (19 – 22 сентября 2011 г.), пятая (11 – 12 октября 2012 г.) и шестая (23 – 26 сентября 2013 г.) школы связаны с именем Эвальда Эмильевича Шпильрайна (1926 – 2009 гг.) – члена-корреспондента РАН, в разные годы руководителя Отделения энергетики и энерготехнологии Института высоких температур РАН, профессора, руководителя кафедры Московского энергетического института, председателя Научного совета РАН по нетрадиционным возобновляемым источникам энергии, председателя Национального комитета РАН по теплофизическим свойствам веществ, доктора технических наук, профессора

Московского физико-технического института, заслуженного деятеля науки РФ.

Основными направлениями работы Школы стали освещение, анализ современного состояния и прогноз перспективных направлений в разработке научных технологий освоения ВИЭ в нашей стране и за рубежом, прозвучавшие в обзорных докладах и лекциях ведущих ученых и специалистов. Рассмотрена роль ВИЭ в топливно-энергетическом балансе, состояние и перспективы развития геотермальной энергетики, комбинированные энергетические технологии, сочетающие геотермальную энергию и другие ВИЭ, энергетика и окружающая среда, экономика использования ВИЭ для энергоснабжения [1, С. 3].

О ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ИСТОЧНИКАХ ЭНЕРГИИ

В последние годы становится все более явной тенденция роста использования возобновляемых источников энергии (ВИЭ), образующихся на основе постоянно существующих или периодически возникающих процессов в природе, а также жизненном цикле растительного, животного мира, жизнедеятельности человеческого общества.

К ВИЭ относится солнечная энергия, энергия биомассы (муниципальные, промышленные, сельскохозяйственные отходы и т.д.), энергия ветра, морских волн, рек, приливов, геотермальная энергия и другое. Согласно энергетическому балансу мира потребление ВИЭ составляет около 19%. Остальная часть мирового энергобаланса включает использование традиционного энергетического топлива (нефть, газ, уголь) – 78% и ядерную энергию – 3% [1, С. 6]. Столь высокий показатель потребления ВИЭ говорит о необходимости использования альтернативных источников энергии, а значит, о необходимости уделять этому важное значение (рис. 2, 3).

В связи с высоким ростом использования ВИЭ как источника энергоснабжения, большое значение уделяется созданию экономичных и качест-

венных технологий. Например, ОИВТ РАН работают над созданием “солнечных” домов с новым типом солнечных коллекторов.

Рис. 2. Вклад возобновляемых источников энергии в мировое производство электроэнергии в конце 2012 г. (по данным REN21 [2]).

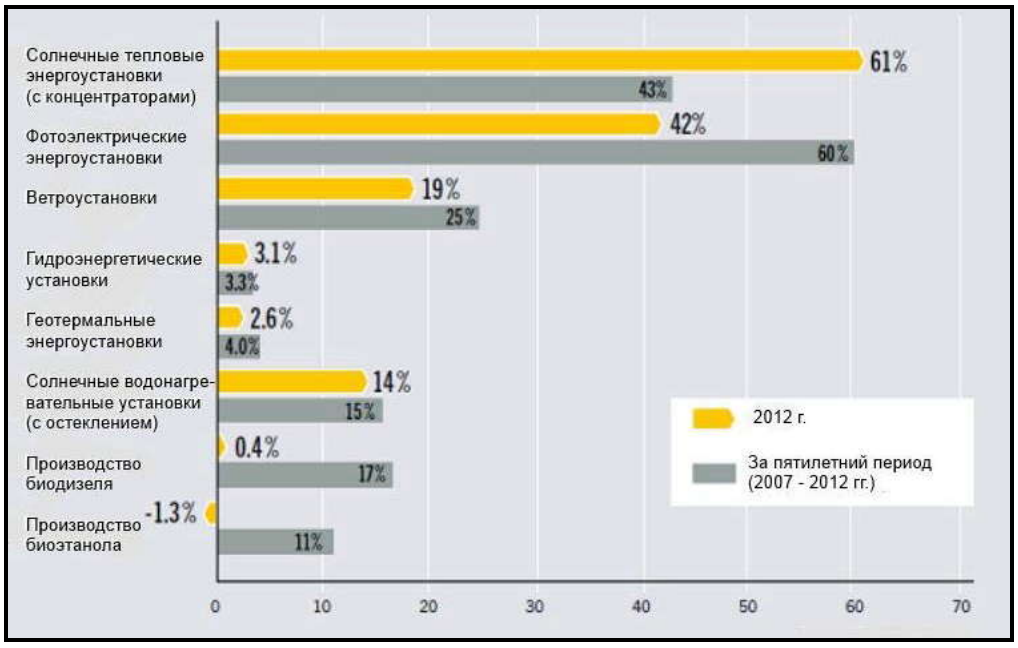


Рис. 3. Средние годовые темпы роста мощности энергоустановок на ВИЭ и производства биотоплива в 2007-2012 гг. (по данным REN21 [2]).

Уделяется внимание разработкам технологий преобразования энергии ветровых потоков в электроэнергию. Ведется разработка микро- и мини-ГЭС мощностью от 10 кВт до нескольких МВт. Рассматриваются концепции автономных энергоустановок, обеспечивающих систему сопряженного и автоматического управления от производства к потреблению источников энергии. В нашей стране и за рубежом разрабатываются технологии геотермального электро- и теплоснабжения. В связи с этим ведется строительство ГеоЭС разной мощности и оснащенности (рис. 4).

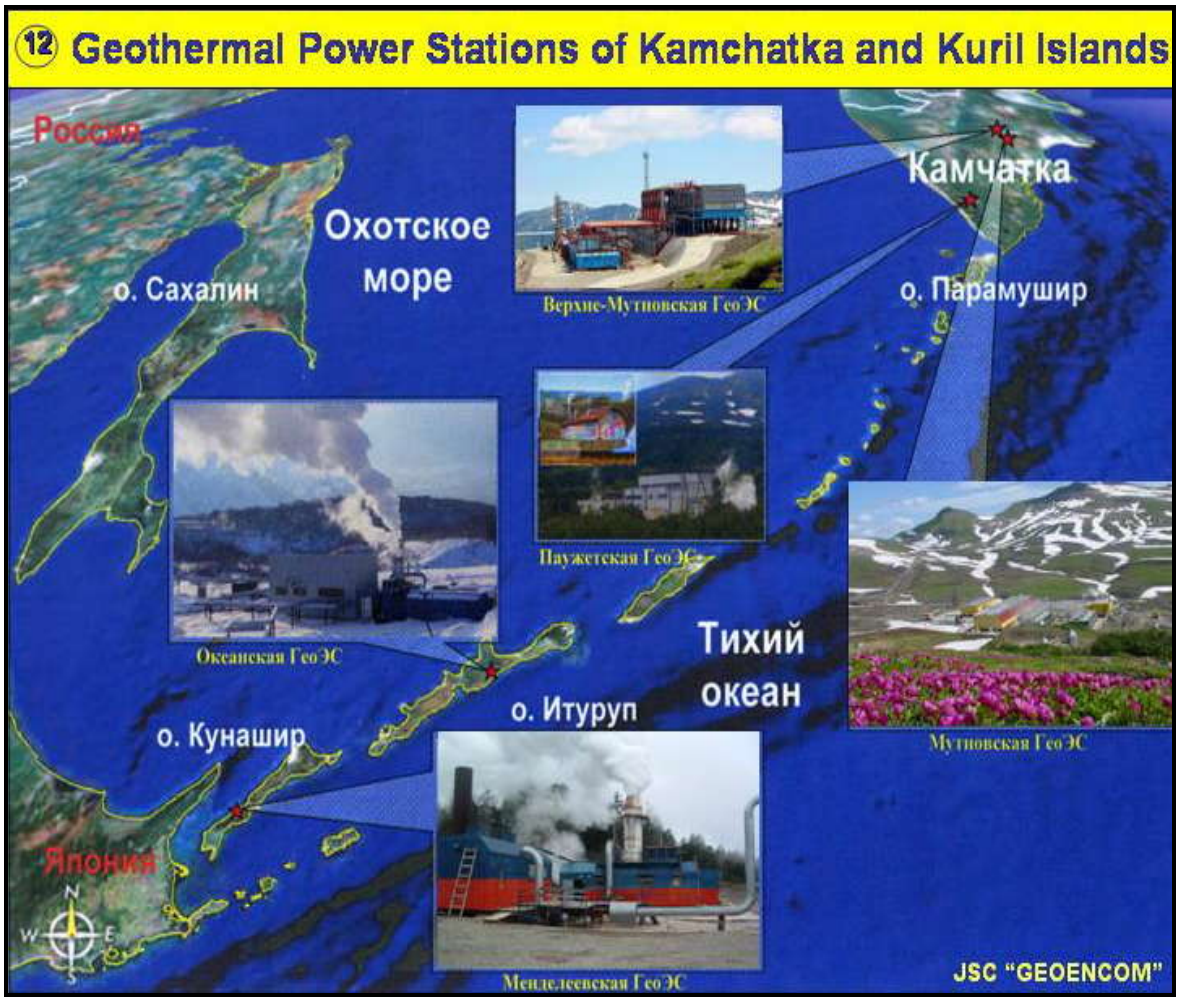


Рис. 4. Схема расположения ГеоЭС на Дальнем Востоке (Россия).

ПРОГРАММА КОНФЕРЕНЦИИ

Заявки на участие в работе VI Школы поступили от ученых и специалистов ведущих отечественных и мировых научных, и образовательных центров (ИПГ ДНЦ РАН, ОИВТ РАН, ИВиС ДВО РАН, ДГТУ, МГУ и др.), в том числе из Москвы, Петропавловска-Камчатского, Астрахани, Казани, города Болдер (США) и др. Сборник материалов включает 60 обзорных лекций и докладов ведущих специалистов и молодых ученых [1, С. 409 - 412]. В рамках конференции рассмотрен анализ современного состояния и прогноз перспективных направлений в разработке научных технологий освоения ВИЭ. Прошло обсуждение современного состояния и наиболее актуальных проблем теории и прикладных аспектов, прежде всего геотермальной энергии в сочетании с солнечной энергией, энергией ветра и тепловыми насосами, места ВИЭ в топливно-энергетическом балансе страны и ее регионов. Данные темы прозвучали во время пленарных заседаний и в докладах ведущих ученых и специалистов.

Молодые ученые, аспиранты, студенты выступили с устными и стендовыми докладами. Мною также был представлен доклад на тему “Развитие методов комплексирования геолого-геофизических исследований применительно к изучению кепрока геотермальных систем” [1, С. 242 - 247].

ЭКСКУРСИИ

В рамках конференции прошли экскурсии по достопримечательностям города Махачкалы, в Музей истории города Махачкалы, в Дагестанский музей изобразительных искусств имени П.С. Гамзатовой (рис. 5). Одна из запоминающихся экскурсий, состоялась на одно из крупнейших водохранилищ Чиркейское (рис. 6) и Чиркейскую ГЭС, которая является самой мощной гидроэлектростанцией на Северном Кавказе (рис. 7, 8, 9). Она имеет вторую по высоте плотину в России и самую высокую в стране арочную плотину. Входит в Сулакский каскад ГЭС, являясь его верхней, регулирующей весь каскад ступенью. Чиркейская ГЭС (за исключением

Тишиклинской дамбы) входит в состав Дагестанского филиала ОАО «РусГидро».

Рис. 5. Экскурсии по городу Махачкала и посещение музеев.

Рис. 6. Экскурсия на Чиркейское водохранилище.
Высота плотины 232,5 м, длина по гребню 338 м.

Рис. 7. Фотография Чиркейской ГЭС.

Рис. 8. Машинный зал Чиркейской ГЭС.

Рис. 9. Линии электропередач.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расширение масштабов освоения ВИЭ в мире сегодня связывают с новыми технологиями их энергетического использования. На школе представлено множество методов и способов освоения ВИЭ; большое внимание уделялось вопросам рациональное их использование с экономической и экологической точки зрения.

Школа молодых ученых – это обмен опытом, идеями, результатов, что способствует образовательному, культурному и научному просвещению и тесному сотрудничеству в решении общих проблем. Мероприятия подобного типа обеспечивают рост научных и инженерных кадров, что имеет важное значение в будущем любого страны.

Поездка на школу выполнена при поддержке и в рамках проектов РФФИ № 11-05-00602, Государственного задания № 5.3799.2011 и Минобрнауки России (в рамках программы стратегического развития ФГБУ

ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012 – 2016 г.).

Автор выражает огромную благодарность научному руководителю данного сообщения д.т.н., зав. лабораторией ИПГ ДНЦ РАН Д.Н. Кобзаренко и научному руководителю к.г.-м.н., в.н.с. ИВиС ДВО РАН И.Ф. Делеменю, директору ИПГ ДНЦ РАН Алхасову А.Б. и сотрудникам ИПГ ДНЦ РАН за теплый прием и гостеприимство, дирекции Чиркейской ГЭС за прекрасную экскурсию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов // Материалы VI Школы молодых ученых имени Э.Э.Шпильрайна. 23-26 сентября 2013г. / Под ред. д.т.н. А.Б.Алхасова - Махачкала: ИП Овчинников (АЛЕФ), 2013. 412 с.
2. Renewables 2013. Global status report. Renewable Energy Policy Network for the 21st Centure. www.ren21.net.

VI SCHOOL OF YOUNG SCIENTISTS “ACTUAL PROBLEMS FOR RENEMABLE ENERGY” (SEPTEMBER 23-26, 2013, MAKHACHKALA)

Pavlova V.Yu.

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS
Kamchatka Vitus Bering State University

The report highlights the key features of the VI School for Young Scientists "Actual problems of renewable energy ", which was held September 23-26, 2013 in Makhachkala city at the Institute of Geothermal Problems DSC RAS and the participation of the author. The conference was attended by leading specialists in different cities and institutions with plenary presentations and lectures, as well as young scientists reports on the results of their research. The conference included excursions to the largest reservoir Chirkeiskaya and Chirkeiskaya GES - one of the most powerful in the North Caucasus.

Keywords: renewable energy, School of Young Scientists, Makhachkala, Dagestan.