

В.Г. САХНО

**НОВЕЙШИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЭТАП**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.Г. Сахно

**НОВЕЙШИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(позднеплейстоцен-голоценовый этап)**



Владивосток
Дальнаука
2008

Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Юга Дальнего Востока. – Владивосток : Дальнаука, 2008. – 128 с.
ISBN 978-5-8044-0874-0

В работе представлены основные результаты научно-исследовательских работ по Программе № 16 Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата. Природные катастрофы». Направление 2 – «Новейший вулканизм: закономерности его активизации и сопутствующие катастрофические следствия».

В книге первой представлены результаты исследований по позднеплейстоцен-современному вулканизму западной части Дальнего Востока, где располагаются активные вулканические центры, которые извергались в недалеком прошлом, а также действующие вулканы. Среди них известен вулкан Чанбайшань (Пектусан), который в доисторическое и историческое время катастрофически извергался неоднократно. Последнее извержение было тысячу лет назад и сопровождалось выбросом огромных объемов тephры, пепла и газов. Опасность новых извержений вполне вероятна. В связи с этим, в первую очередь были исследованы вулканические центры современных вулканов, активность которых в разной форме проявляется и в настоящее время.

В работе приводятся детальные геохронологические данные извержений вулканов Чанбайшань, Цинбоху и группы Удалянци-Келуо, их строение, состав, эволюция, петрогеохимические, изотопные характеристики этапов и циклов наиболее активных извержений в плиоцене, плейстоцене и голоцене. Это позволило установить периодичность катастрофических извержений, закономерность развития процесса эксплозивного взрыва и прогнозирования вулканических событий и возможность последствия извержений.

В следующей работе, которая готовится к печати, будет рассмотрена природа вулканических явлений (генезис магм, глубинные источники, роль флюидов, геодинамика и т.д.).

Работа представляет интерес для широкого круга читателей.

Ил. 36, табл. 20, библи. 69, цв. вкл.

Sakhno V.G. The newest and recent volcanism of the South Far East. – Vladivostok : Dalnauka, 2008. 128 p.
ISBN 978-5-8044-0874-0

The paper presents the principal results of the scientific-research work on Program N 16 of Presidium of the Russian Academy of Sciences «Changes of environment and climate. Natural disasters. Orientation 2 – «The newest volcanism: regularities of its activity and accompanying catastrophic consequences».

Book one includes the results of investigations on the Late Pleistocene-modern volcanism of the western part of the Far East where the active volcanic centers, that erupted in the recent past, and active volcanoes are located. Among them is Chanbaishan (Pektusan) volcano which erupted catastrophically more than once in pre-historic and historic time. The last eruption took place a thousand years ago and was accompanied by outbursts of tremendous volumes of tephra, ash, and gases. Danger of new eruptions is quite probable. In this connection, we investigated in the first place the volcanic centers of the modern volcanoes whose activity manifests itself in different form at present also.

The paper gives the detailed geochronological data on the eruptions of Chanbaishan and Tsinbokhu volcanoes and the Udalyanchi-Keluo group, data on their structure, composition, and evolution, and petrogeochemical and isotopic characteristics of the stages and cycles of the most active eruptions in Pliocene, Pleistocene, and Holocene. This allowed us to establish the periodicity of catastrophic eruptions, regularity of the explosion development, forecasting of volcanic events, and possible sequences of eruptions.

The next work is prepared to be published that discusses the nature of volcanic events (magma genesis, deep-seated sources, fluid role, geodynamics, and so on).

The work is of interest for a wide circle of readers.

Ill. 36, tabl. 20, bibl. 69, color insert.

Главный редактор: академик РАН В.Г. Моисеенко

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

Работа выполнена при финансовой поддержке фундаментальных исследований
Президиума РАН № 13 и 16 «Природные катастрофы и изменение окружающей среды»
Научный руководитель программы: вице-президент РАН, академик Н.П. Лаверов

Ряд научных результатов получен при финансовой поддержке ДВО РАН
№ 06-П 16-065, 06-05-9611 и договора 3/П 16-2007 ИГЕМ РАН

ВВЕДЕНИЕ

Новейший и современный ($N_2^2 - Q_4$) вулканизм на территории Востока Азии наиболее активно проявился на Камчатке и Курильских островах. На этих природных полигонах проводились и проводятся большеобъемные исследования с целью выявления закономерностей развития вулканических процессов и их влияния на окружающую среду. Однако существуют и другие районы Дальнего Востока, где вулканическая деятельность проявилась в доисторическое и историческое время катастрофическими извержениями и велика вероятность возобновления вулканической активности. К таким регионам относится Юг Дальнего Востока, в пределах которого имеется ряд вулканических центров: плато Чанбайшань с вулканом Чанбайшань (Пектусан), вулкан Цинбоху и группа вулканов Удалянчи – Эркэшань – Келуо (УЭК), извержения которых происходили неоднократно в прошлом столетии. Эта область выделяется наиболее длительной историей развития, фиксируемой на протяжении значительного периода времени: более 20 млн лет и больше. Геохронологические и геологические данные говорят и о более ранних, начиная с позднего палеозоя, тектоно–магматических эпохах, проявления которых связываются с активизацией. С определенными перерывами щелочно–базальтовый и щелочно–ультраосновной вулканизм проявился в разные временные эпохи, что позволяет рассматривать этот регион как область воздействия долгоживущего мантийного плюма, который своими корнями, возможно, связан с нижней мантией и слоем «D» [Сахно, 2000]. В новейшее время, в позднем миоцене, плиоцене, плейстоцене и голоцене, его влияние выразилось в щелочно–базальтовом и щелочно–базальт–толеитовом типах вулканизма, проявленных в форме многочисленных базальтовых покровов, моногенных вулканических построек, жерловин, трубок взрыва и т.д. Следует отметить, что, помимо покровных плато–базальтов, здесь известны масштабные щелочно–трахитовые дифференцированные очаговые структуры, которые, как известно, отличаются наибольшей эксплозивностью. Одной из них, как упомянуто выше, является вулкан Чанбайшань.

Сосредоточие и многообразие, а также продолжительность проявлений щелочно–базальтового вулканизма в Южно–Дальневосточной вулканической области, имеющей диаметр более 2 тыс км и обладающей овальной формой с удлинением в северо–восточном направлении, позволило выделить здесь Амурскую мегаструктуру [Золотов, 1976; Сахно, 2001; и др.], как структуру глубинной природы, представляющую собой область проявлений плюмового вулканизма и совпадающую по площади с Восточно–Азиатской областью разогретой мантии [Hu et al., 2000; Ma, 1989; Liu et al., 2004]. Становление ее связано с активизацией нижнемантийного Восточно–Азиатского суперплюма, его восхождением и, как следствие, формированием в позднем кайнозое рифтовых систем и проявлениями в них базальтоидного вулканизма с внутриплитными геохимическими характеристиками. В целом, эти процессы охватили огромную территорию, сформировали многочисленные ареалы, но не стали масштабными, как это свойственно Центральной Азии. Хронологические исследования ряда разобщенных полей, проведенные в последние годы, показали, что ранее сделанное предположение об автономности развития этих вулканических ареалов является маловероятным. Единичные несистематизированные определения возраста вулканических разобщенных ареалов, проведенные ранее, не позволяют провести качественную корреляцию вулканических проявлений и решить вопросы

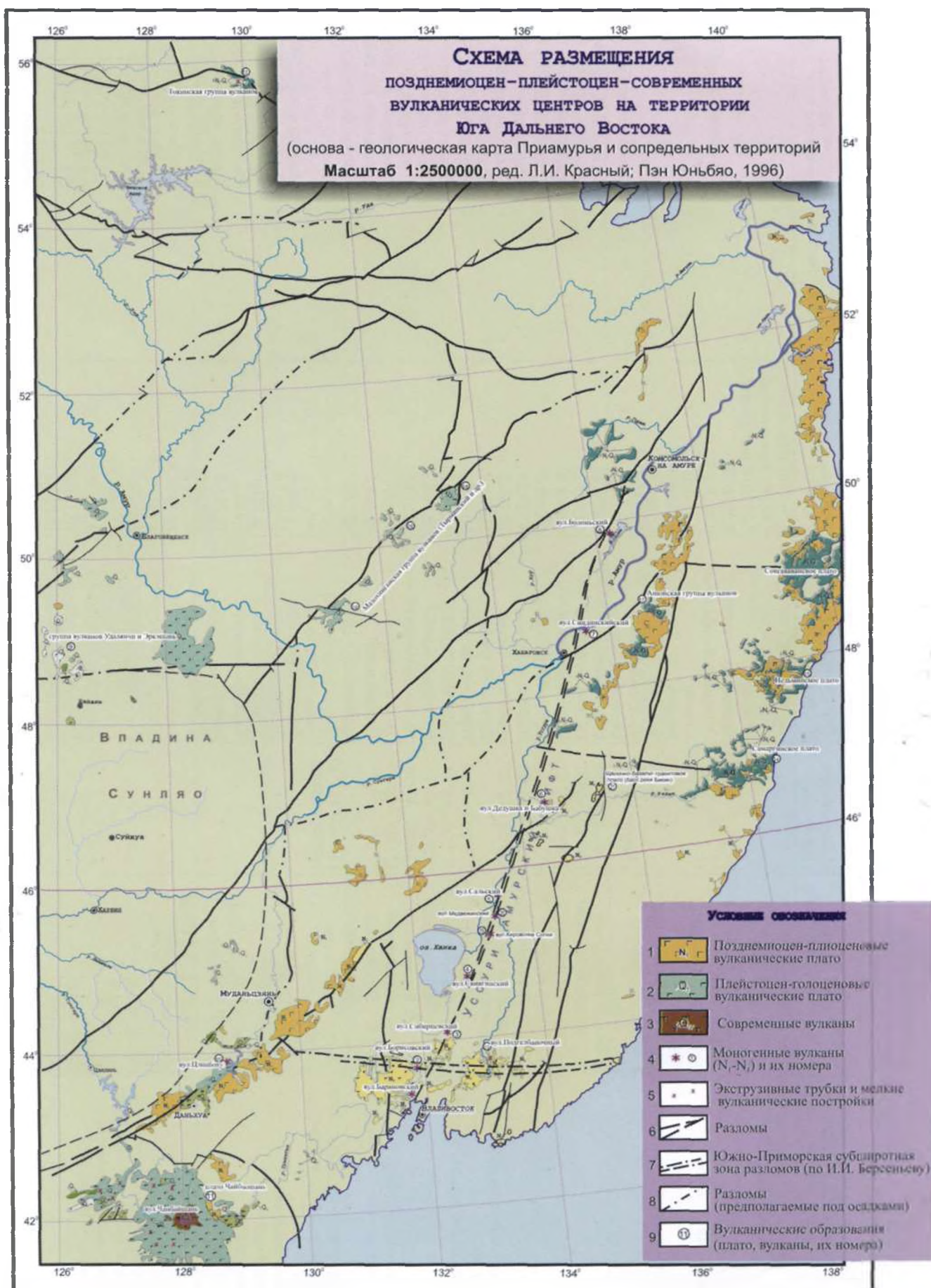
эволюции базальтоидного вулканизма в регионе, цикличности его развития, источниках и геодинамическом режиме становления и, как следствие, сделать возможным прогноз извержений и их влияния на окружающую среду.

Континентальной части Дальнего Востока и Северо–Востока России принадлежит огромная территория – от побережья Северного Ледовитого океана до Южного Приморья, где сходятся границы Северной Кореи, Северо–Восточного Китая и России. На этой территории кайнозойские вулканические процессы проявились не столь масштабно, как в позднем мезозое, но они известны на обширной территории обрамления Тихого океана и, что особенно важно, знаменуют начало этапа растяжения, формирования грабенов, рифтов на континентальной окраине и раскрытие Япономорского бассейна. Проблема соотношения рифтообразования, плато–базальтового и щелочного вулканизма является ключевой в решении вопросов глубинной геодинамики этого региона. Вместе с тем, большое значение имеют вопросы соотношения рифтогенных, внутриплитных магматических ассоциаций, их состав, глубинность источников, периодичность проявления и т.д. В решении этих вопросов необходим комплексный подход, с учетом последних геологических, геофизических, изотопно–геохимических и геохронологических данных и важнейших геологических факторов, влияющих на характер извержений и тип вулканизма.

Из большого количества проявлений позднекайнозойского вулканизма (рис. 1, табл. 1) на юге Дальнего Востока особое внимание заслуживает центральная область, приуроченная к разломной системе Таньлу, и связанные с ней рифтоподобные грабены и впадины различного возраста заложения. Это – вулканические ареалы Чанбайшань, Цинбоху и Удалянчи (УЭК). Эти три ареала занимают особое место в пределах кайнозойской внутриплитной провинции юга Дальнего Востока Азии. Вулканические события в них развивались на протяжении длительного времени, начиная с раннего миоцена и продолжаясь в позднем миоцене, плиоцене и плейстоцене. Современный этап также ознаменовался активными извержениями, которые, безусловно, представляли и представляют наибольшую потенциальную опасность. Другие центры вулканических проявлений (см. «Кадастр»; табл. 1) завершили свою активность несколько млн лет назад и не могут рассматриваться как потенциально опасные в настоящее время.

В связи с этим, особое внимание в работе уделено трем ареалам, извержения которых были активными как в прошлом (в миоцене и плиоцене), так и в доисторическое и историческое время: Чанбайшанскому, Дуньхуа–Цинбохинскому и Удалянчи–Эркэшанскому, расположенных в пределах Амурской микроплиты (рис. 2). В строении последней принимают участие архейско–протерозойские комплексы, палеозойские и мезозойские осадочно–вулканогенные образования. Мезозойские образования выполняют, главным образом, обширные рифтоподобные, частично угленосные впадины, которые формировались вдоль системы разломов Таньлу. В составе континентальных отложений этих впадин широкое распространение имеют вулканические образования базальт–андезитового, базальтового, андезитового и риолитового составов, как правило, развитые по бортам впадин, тогда как центральная часть последних занята угленосными образованиями [Смирнов, 1963; Сахно, 1976]. Следует подчеркнуть, что континентальные впадины рифтогенного типа имеют большую мощность, с непрерывным циклом осадочного и вулканогенного процессов, начиная с поздней юры по начало кайнозоя. К одной из таких структур относится впадина Сунляо, занимающая центральную часть Амурской плиты, имеющая мощность осадочно–вулканогенных отложений более 6 км. В отличие от неё, здесь известны и более молодые осадочно–вулканогенные бассейны, и протяженные впадины, близкие между собой по геодинамическому режиму становления: формирование их сопряжено

Рис. 1. Схема размещения позднемиоцен–плейстоцен–современных вулканических центров на территории Юга Дальнего Востока (основа – геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2500000, ред. Л.И. Красный; Пэн Юньбяо, 1996)



Кадастр позднемiocен-современных вулканических центров извержений (вулканы, некки, трубки, плато) Юга Дальнего Востока

Вулканическая структура, географическое и геологическое положение	Морфология	Координаты	Породы	Возраст, млн лет	Краткая геологическая характеристика	Источник
Токийский Становик	г. Диалоконда	129°25' - 55°21'	Щелочной базальт	1,56±0,02 (керсутит)		Рассказов и др., 2000
	г. Диалоконда		Щелочной базальт	1,04±0,03 (анортотлаз)		
	Конус 5		Базальт	1,02±0,06 (анортотлаз)		
	Конус 14		Базанитовый гавайит	0,28±0,09		
	Конус 16		Оливиновый нефелинит	0,40±0,16		
	Конус 21	129°30' - 55°27'	Базанит	0,47±0,05		Сахно (не опубл.)
	Конус 19		Базанит	0,57±0,11		
	Конус 19, южный поток ю-з борт, оз. Токо		Базанит	0,59±0,13		
	- " -, вулкан		Щелочной базальт	7,9±0,25		
	Вулканы: Болоньский		Щелочной базальт	3,75±0,25		
Уссури-Амурская рифтовая система Моногенные вулканы и плато	Иннокентьевский	136°22' - 49°51'	Ой-лейцититы	9,6±0,26		Приходько и др., 1996
	Дедушка	136°00' - 49°00'	Щелочной базальт	10,2±0,25		Сахно (не опубл.)
	Бабушка	135°05' - 46°53'	Щелочной базальт	12,0±1,0		Сахно, 2001
	Сальский	- " -	Щелочной базальт	10,5±0,4		Сахно. (не опубл.)
	Лесозаводская трубка	133°46' - 45°58'	Щелочной базальт	8,2±0,24		Мартынов и др., 2002
	Лесозаводская трубка	133°24' - 42°27'	Щелочной базальт	29,2±1,2		Сахно (не опубл.)
	Медвежий	133°29' - 45°14'	Щелочной базальт	30,5±1,5		Сахно, 2001
	Свягинский	133°06' - 44°48'	Щелочной базальт	10,6±0,3		Мартынов и др., 2002
	Сибирцевский	133°06' - 44°48'	Щелочной базальт	11,9±0,36		Сахно (не опубл.)
	Борисовский	132°26' - 44°12'	Щелочной базальт	10,5±0,3		Сахно (не опубл.)
Шуфанское базальтовое плато (Юго-Западное Приморье)	Барановский	131°48' - 43°50'	Щелочной базальт	10,2±0,3		Сахно (не опубл.)
	Барановский	131°45' - 43°47'	Трахиадезит	8,2±0,4		Рассказов и др., 2003
	Барановский		Трахиадезит	10,5±0,6		Рассказов и др., 2003
	Барановский		Андезит	9,6±2,0		Сахно (не опубл.)
	Река Шуфан	131°40' - 153°10' - 43°57' - 43°11'	Андезито-базальт	13,3±1,0		Рассказов и др., 2003
	Ключ Горбатый		Андезито-базальт	13,0±1,0		Рассказов и др., 2001
	Ключ Горбатый		Андезито-базальт	13,0±0,07		Рассказов и др., 2001
	Река Грязная		Андезито-базальт	9,4±0,3		Рассказов и др., 2001
	Река Чернятино		Базальт	11,9±1,0		Сахно (не опубл.)
			Базальт	10,0±0,8		Сахно (не опубл.)
Шуфанское базальтовое плато (Юго-Западное Приморье), площадь > 10 тыс км²	Экструзии и некки вулканов, с севера на юг:					Попов и др. (не опубл.)
	Чернятино		Толит	3,97		
	Сенькина шапка		Субщелочной базальт	6,6±0,6		
	Острая сопка		Субщелочной базальт	5,9±0,6		
	Кабаний		Субщелочной базальт	9,5±0,25		
	Синьговский		Субщелочной базальт	10,7±0,25		
	Корейский		Субщелочной базальт	10,0±0,8		
	Грязный (южная окраина плато)		Субщелочной базальт	8,0±0,4		

	Основание разреза	132°09' - 133°11'
	Средняя часть	42°44' - 43°45'
	Средняя часть	
	Верхняя часть	
	Верхняя часть	
	Основание разреза	
Шкотовское базальтовое плато (Южное Приморье)	Основание разреза	
	Средняя часть разреза	
	Средняя часть разреза	
	Верхняя часть разреза	
	Верхняя часть разреза	
	Экструзии (ключ Стари- кова)	
	Мыс Поворотный	133°02' - 42°40'30"
	Вулкан Орловский	
Артемовская угленосная впа- дина (Южное Приморье)	Вулкан Орловский	132°10' - 43°24'
	Вулкан Перевальный	
	Вулкан Перевальный	
Синеутесовская впадина (Юго- Западное Приморье)	Покров	131°15' - 43°09'
	Покров, нижняя часть	
	Покровы	
	Совгаванское плато	
	Совгаванское плато, запад	
	- " - восточная подзона	
	- " - восточная подзона	
	Вулкан Курган	139°37' - 49°05'
Приморье, север	Вулканические некки и ко- нуса на поверхности плато к западу и юго-западу от вул- кана Курган (более 30 шт)	
Восточного Сихотэ-Алиня	Разрез правого борта р. Аджаломы: плато (покровы)	
	Западная подзона:	
	р. Самарга (верховье)	138°44' - 49°56'
	р. Пухи	140°20' - 49°20'
	р. Коппи	
	р. Коппи	
	р. Самарга (ср. часть)	
	Нельминское плато	139°04' - 47°40'

Андезит-базальт	11,8±0,3	Попов и др. (не опубл.)
Субщелочной базальт	10,8±0,3	Попов и др. (не опубл.)
Субщелочной базальт	10,6±0,3	Сахно (не опубл.)
Базальт (толеит)	8,9±0,5	Попов и др. (не опубл.)
Субщелочной базальт	8,7±0,2	Попов и др. (не опубл.)
Низкокалийевый базальт	13,05±0,1	Мартынов и др., 2002
Субщелочной базальт	13,41±0,57	Okamura et al., 1998
Низкокалийевый базальт	11,81±0,34	Okamura et al., 1998
Субщелочной базальт	10,79±0,31	Okamura et al., 1998
Низкокалийевый базальт	8,85±0,51	Okamura et al., 1998
Субщелочной базальт	8,68±0,21	Okamura et al., 1998
Базанит	3,3±0,2	Рассказов и др., 2003
Низкокалийевый базальт	10,10±0,31	Мартынов, 1999
Калиевый шононит	14,0±0,8	Сахно и др., 2004
Калиевый шононит	14,4±0,8	Сахно и др., 2004
Лейцитовый базанит	14,6±0,9	Сахно и др., 2004
Лейцитовый базанит	15,5±0,9	Сахно и др., 2004
Трахибазальт	22,0±1,0	Попов и др. (не опубл.)
Субщелочной базальт	24,0±3,0	Сахно и др., 2001
Толеит, андезит-базальт	14,7±0,5	
Оливиновый толеит	9,6±0,3	
Оливиновый толеит	8,96±0,9	
Оливиновый толеит	8,7±0,9	Есин и др., 1994
Щелочной базальт	7,7±0,4	
Базанит	7,5±0,3	
Гавайит	5,4±0,2	
Щелочной базальт	6,84±0,26	Мартынов, Окамура, 1993
Субщелочной базальт	8,05±0,25	Мартынов, Окамура, 1993
Низкокалийевый базальт	6,37±0,2	Мартынов, Окамура, 1993
Базанит, некки, шлаковый конус	4,32±0,13	Сахно (не опубл.)
Базаниты, гавайиты, щелочные базальты	4,87±0,16	
Толеиты (верхи покровов)	8,1±0,4	
Толеит (низ плато)	9,4±1,0	
Щелочной базальт	2,96±0,10	Мартынов и др., 2002
Щелочной базальт	3,9±0,12	Мартынов, 1999
Субщелочной базальт	11,89±0,37	Мартынов, 1999
Щелочной базальт	9,93±0,31	Мартынов, 1999
Субщелочной базальт	6,43±0,17	Мартынов, 1999
Низкокалийевый базальт	4,96±0,26	Мартынов, 1999
Низкокалийевый базальт	5,42±0,14	Мартынов, 1999

Вулканическая структура, географическое и геологическое положение	Морфология	Координаты
Пектусан (Байтоушань) расположен на границе Сев. Кореи и провинции Гирин Северо-Восточного Китая, недалеко от Южного Приморья России	Стратовулкан высотой 2780 м. Кальдера на высоте 2140 м, заполнена оз. Тянци, глубина озера ≈ 400 м. Внутренние стенки кальдеры крутые, $\approx 70-80^\circ$. Конус располагается на базальтовом щитовом вулкане	128°04 - 42°06

Породы	Возраст, млн лет	Краткая геологическая характеристика	Источник
I. Щитовой вулкан:			
Щелочные базальты;	3,5-3,11	Формирование вулкана	Сахно, 2006;
Покровы трахитов;	3,0-3,2	проходило в несколько	Geologu Korea, 1993
Ti-Fe щелочные	2,2-1,70	этапов:	
Базальты;		щитовой щелочно-	
Fe-щелочные базальты;	1,41-1,43	базальтовый;	Сахно, 2007
Толенты (преслаивание	1,08-1,20	формирование конуса;	
потоков);		Кальдерный этап (эк-	Сахно, 2007
Покровные трахиты	1,02-1,00	пловизные извержения	
		тефры и пеплов, ката-	Сахно, 2007
		строфические циклы).	
II. Этап формирования		Посткальдерный этап,	
конуса:		слабые эксплозии и из-	
Трахитовые лавы и туфы,	0,545±0,10	лияния игнимбритов	
Внедрение щелочных			
Базальтов;	0,240-0,245		
Покровы и потоки			Сахно, 2007
Игнимбритов	0,135-0,125		
III. Кальдерный этап:	Циклы:		
Брекчии трахитов:	1. 0,100-0,125		
Катастрофические	2. 0,065-0,095		Macida et al., 1990;
Эксплозивные	3. 0,040-0,090		Wei et al., 2003;
извержения щелочных	4. 5-4 тыс лет н (BP)		
риолитов, трахитов,	5. 2,1 тыс лет н		
дацитов, тефры	6. 964±AD		
IV. Посткальдерный этап:			
Эксплозивные	1688 AD		Исторические данные
извержения тефры;			Wei et al., 2003;
Излияния игнимбритов;	1702 AD		
Комендитовая и	19003		
трахитовая			
пирокластика;			
Тепловая аномалия в	18.10.2006		ИНС «TERRA».
кальдере и на склонах			РО МЧС РФ

Вулканическая группа Удалянчи представлена 14 конусами вулканов (северный борт впадины Сунляо)	Шлаковые конуса, жерловины, покровы 14 вулканов;	
	Лаохэйшань	126°05 - 48°41
	Хоуцзоушань	126°04 - 48°45
	Челаоуюшань	126°02 - 48°39
	Лонгмейшань (2 конуса)	126°21 - 48°42
	Джидзобаошань - 1	126°17 - 48°39
	Джидзобаошань - 2	126°16 - 48°38
	Циаогоушань	126°30 - 48°40
	Маолаобоушань	126°35 - 48°50
	Уеньшань	126°41 - 48°37
	Бэйцзюшань	126°04 - 48°40
	Уохоушань	126°03 - 48°39
	Яоцзюньшань	126°05 - 48°39
Вулканическая группа Келуо к северо-западу в 50 км от вулканов группы Удалянчи (северо-западный борт впадины Сунляо)	Жерловины и покровные лавы 14 вулканов (с юго-запада на северо-восток):	
	Даоцзишань	Координаты поля:
	Наньшань	125°40 - 126°05
	Даяншань	- 49°18 - 49°22
	Михэнаньшань	
	Чушань	
Вулканическая группа Эркэшань расположена к югу от вулканов группы Удалянчи в пределах северной части впадины Сунляо	Хэйшань	
	Сдвоенные вулканы высотой не более 200-300 м. Конусы сложены брекчиями	126°45' - 48°07'
Излияния субщелочных базальтов оз. Цзинбоху	Долинные базальтовые излияния, слагающие небольшие покровы	129°48 - 45°26'

Лейцитовые базальты, трахибазальты, лавы, шлаки	1719-1721 AD
" "	1719-1776 AD
Шлаки, лавы	0,42-0,50 тыс лет
Шлаки трахибазальтов	0,46 тыс лет
Шлаки, лавы трахибазальтов	Голоцен (?)
Шлаки, лавы трахибазальтов	0,32-0,40
Шлаки, лавы трахибазальтов	0,32
Шлаки лейцитов и трахибазальтов	0,32-0,42
Шлаки, лавы lc, tr базальтов	
Шлаки, лавы lc, tr базальтов	0,56
Шлаки, лавы lc, tr базальтов	0,28-0,48
Шлаки, лавы lc, tr базальтов	056
Шлаки, лавы lc, tr базальтов	Плейстоцен

Оливиновые лейциты	8,7-7 0
Трахибазальты	0,50
Лейцитовые базальты	0,13
Оливиновые лейциты и трахибазальты	9,6
Лейцитовые базальты	Голоцен ?
Оливиновые лейциты	9,6

Лейцитовые базальты, шлаки, потоки	0,56
------------------------------------	------

Щелочные и субщелочные базальты	Голоцен ?
---------------------------------	-----------

Фундамент - меловые осадочные породы и палеозойские граниты. Конуса вулканов слагают шлаки, лавы плейстоценового возраста. Лавовые потоки - современные излияния из жерловин и боковых трещин шлакового конуса. Современные излияния находятся в центре овала вулканических конусов плейстоценового этапа извержений

Сахно, 2005
Zhang et al., 1995;
Сахно, 2005
Zhang et al., 1995;
Сахно, 2001
Zhang et al., 1995;

Фундамент - юрско-меловые вулканогенно-осадочные породы, палеозойские осадки и граниты. Покровы и жерла вулканов образуют полосу северо-восточного направления вдоль разлома, оперяющего разломную систему Таньлу и субширотную. Расположен на структурах палеозойской складчатости и контролируется системой разломов СВ направления (Таньлу и субширотными разломами) Излияния приурочены к разломной системе Таньлу. Потоки слагают покровы в долине р. Муданьцзен

Zhang et al., 1995;
Сахно, 2001
Zhang et al., 1995;
Peng et al., 1986

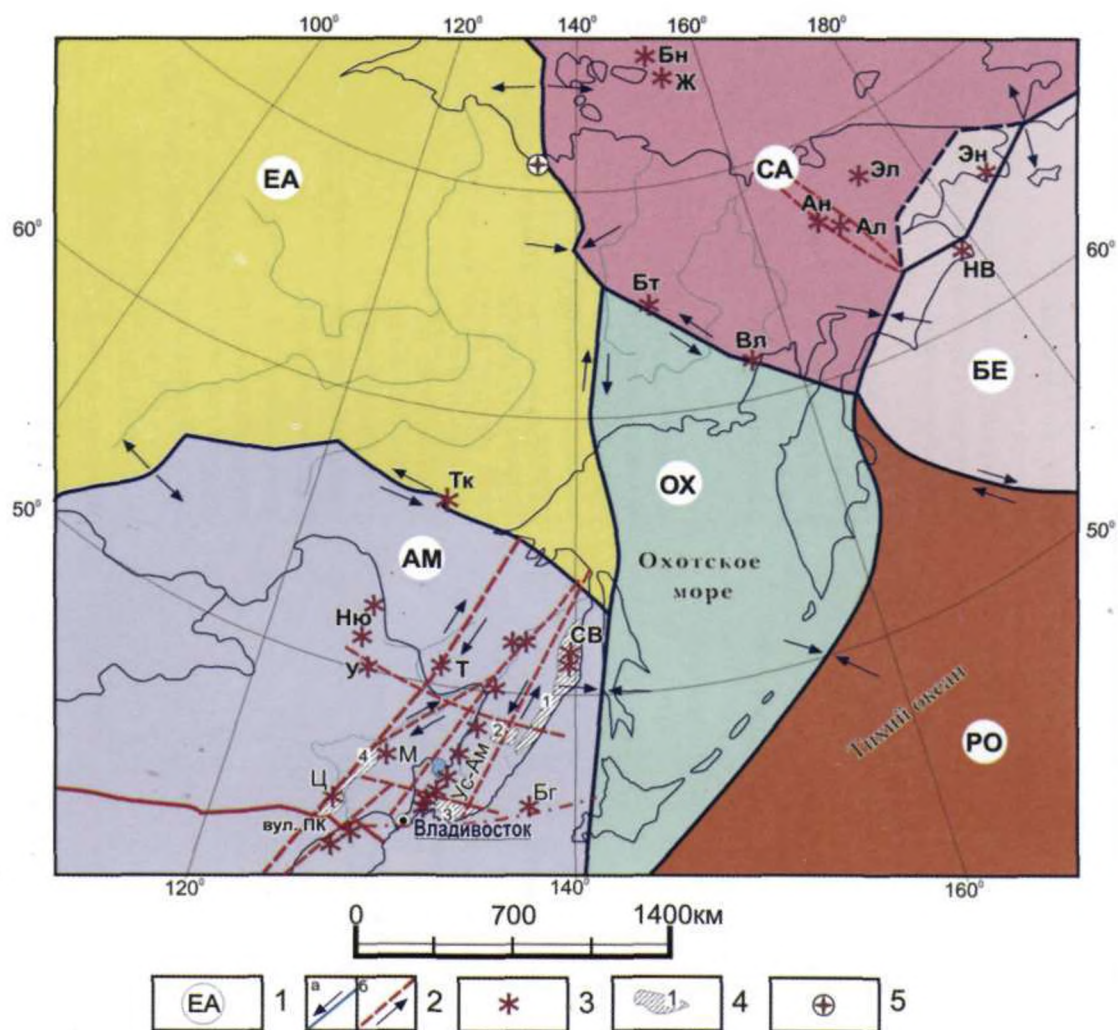


Рис. 2. Структурные элементы Северо-Востока Азии (Mackey, et al., Los-Angeles Michigan: LAUR-04-1387. 2004. 1 Sheet тар, с дополнениями автора).

1 – Литосферные плиты: EA – Евразийская, PO – Тихоокеанская, СА – Северо-Американская. Микроплиты: AM – Амурская, ОХ – Охотская, БЕ – Беринговоморская; 2 – Система разломов и направления движения вдоль них: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – Вулканы и вулканические центры: Бн – острова Бенетто, Ж – Жохова, Эл – кальдера Эльгыгытгын, Ан – Анюйский, ПК – Чанбайшань (Пектусан), Вл – Вилигинский, Ал – Алучинские, Эн – Энмеленские, Бг – Богорова, СВ – Совгаванское плато и вулканы, БТ – Балаган-Тас, Тк – Токинского Становика, У – Удалянци, Келуо, Эркэшань, Ц – Цинбоху, М – Муданьзянь, Т – Тырминский, Нью – Ньюминхэ, Ус-Ам – щелочные вулканы Уссури-Амурской рифтовой системы; 4 – Базальтовые плато: 1 – Совгаванско-Нельминское, 2 – Бикинское, 3 – Шкотовско-Шуфанское, 4 – плато рифтовой системы Таньлу; 5 – полюс вращения Северо-Американской и Евразийской плит

с системой рифтов. Этим обусловлена мультисегментная форма мезозойских континентальных впадин, в которых осадочное накопление было сопряжено с вулканизмом. К категории таких впадин относятся впадины Ванцин и Тинтяньин – на юге, Мулинская, Вокэнхэ – в центре, Хэган, Тырминская и другие – на севере.

Кайнозойский этап развития региона наследует общую тенденцию мезозойского вулканизма. Формируются кайнозойские осадочно-вулканогенные впадины, которые в большей степени были развиты на севере и востоке Амурской микроплиты.

Полученные геохронологические данные по вулканическим породам позднего кайнозоя позволяют считать, что формирование вулканических ареалов и протяженных покровов базальтов было сопряжено с этапами активизации северо-восточных разломов, формированием впадин, в пределах которых была образована система щитовых вулканов, перекрывающих эти структуры или залегающих на их «плечах». В большей степени это относится к отложениям

середины миоцена в центральной части рифтовой системы Таньлу, где сформировался протяженный пояс плато–базальтов и щитовых вулканов (рис. 1).

На юге Амурской микроплиты, на границе с Северо–Китайской плитой, со среднего миоцена начал формироваться Чанбайшанский вулканический ареал, который занимает обширную площадь и представлен обширным щитовым вулканом с большим количеством центров (более 200) излияний базальтовых лав, в средней части которого был сформирован стратовулкан Чанбайшань, активно извергавшийся с позднего плейстоцена по современную эпоху.

К северу от Чанбайшанского ареала располагается Дуньхуа–Цинбоху вулканическая линейная зона. Она приурочена к одному из ответвлений разломной системы Таньлу – Думнин–Алчанскому разлому и трассирует его более чем на 200 км. Эта дизъюнктивная система северо–восточного направления контролирует размещение межширотных впадин, наследуя протяженные осадочно–вулканогенные, частично угленосные грабены, такие как Мулинский, Цзием и другие. Представлена она цепочкой вулканических ареалов. Юго–восточный (Дуньхуа) ареал образован среднемиоцен – ранне– и позднечетвертичными базальтами, сформировавшими плато и узкие долинные покровные образования. Центральная часть линейной зоны занята вулканическим ареалом Цинбоху, который наследует такие же разломные структуры, но проявлены здесь вулканы в виде долинных потоков, растекающихся на десятки километров. Они выражены как покровными образованиями, так и эксплозивными моногенными вулканами, завершившими свою деятельность выбросом тефры и пирокластики.

Северные центры в форме щитовых вулканов известны в долинах рек Муданьцзян и Мулинхэ, где они слагают покровы с многочисленными потоками базальтовых лав, переслаивающимися с туфобрекчиями и глыбовыми фациями базальтового состава.

К северо–востоку, вдоль Думнин–Алчанского разлома известны мелкие центры базальтовых излияний, предположительно среднемиоценового возраста: Вокэньхэ, Цзямуси и др. [Сахно, 1976].

Северный ареал представлен группой вулканов «УЭК»: Удалянчи (14 вулканов), Келуо (14 вулканов), Эркэшань (сдвоенные), которые располагаются в северной части впадины Сунляо. Севернее этих трех вулканических ареалов известны вулканы в бассейнах рек Номинхэ и Цигулинхэ, которые находятся и за пределами впадины, но по составу и времени формирования близки группе УЭК.

Особенностью всех трех ареалов является их активная вулканическая деятельность в голоцене и в современную эпоху. В целом, по ряду характеристик – структурных, вещественных, а главное, возрастных, можно отнести группу УЭК к вулканической области внутриплитной провинции, возобновление активной деятельности которой реально возможно в будущем. В этой связи, данная группа представляет собой важный объект для дальнейших детальных исследований с целью выявления критериев и предпосылок будущих извержений, как и установления их возможных экологических последствий.

Изученность Дальнего Востока геофизическими методами среди других регионов Востока Азии как полигона вулканических извержений в мезозое и кайнозое – наиболее полная. Здесь выполнены региональные сейсмические профильные работы: ГСЗ, МОВЗ и другими методами, проведены измерения теплового потока, гравиметрические и другие виды съемок, что позволяет на современном уровне получить представления о глубинном строении территории и провести интерпретацию геодинамических обстановок. Такими работами были охвачены Восточный Китай, Юг и Север Дальнего Востока. Результаты этих работ позволили создать карты мощностей и типов земной коры, мощности литосферы, определить плотностные и скоростные характеристики литосферы и подлитосферной мантии, а также получить сейсмотомографическую характеристику мантии на различных глубинах и рассмотреть вопросы глубинной динамики и взаимосвязи сейсмической анизотропии с вулканизмом [Liu et al., 2004; Малышев и др., 2001; Геодинамика ..., 2006; и др.].

Из результатов данных исследований следует, что земная кора региона отличается контрастностью строения и пониженной плотностью. Здесь отмечаются мезозойские, мезозойско-кайнозойские и кайнозойские осадочные бассейны, а также серия кольцевых структур, в которых размещены кайнозойские впадины Нижнего Амура (Эворонская, Усть-Амгунская, Чля-Орельская и др.), бассейна Сунляо и Амуро-Зейская, и др. (рис. 3).

Для участков с наиболее высокой плотностью коры присущи плотностные аномалии в фундаменте таких осадочно-вулканогенных бассейнов, как впадины Сунляо, Амуро-Зейская, Токинская, Саньцзян, Средне-Амурская, т.е. те впадины, где блоки пород фундамента погружены на значительную глубину и где отмечаются значительные мощности осадков и древний фундамент (например, Сунляо).

Мощность земной коры (рис. 4) в разных типах геологических структур (Амуро-Зейская впадина, Сино-Корейский щит и др.) не коррелируется с геофизическими аномалиями и рельефом. Минимальная мощность отмечается во впадинах Сунляо, Верхне- и Средне-Амурской. В то же время, здесь отмечается и относительная минимальная плотность при максимальной мощности осадочно-вулканогенных толщ (в Сунляо она составляет около 8 км), а дефицит плотности составляет $0.05\text{--}0.07\text{ г/см}^3$ и может достигать 0.1 г/см^3 . Его величина, как считают геофизики [Малышев и др., 2001], в значительной степени компенсируется нижнекоровым или подкоровым слоем, т.е. обусловлена глубинным фактором преобразования – поднятием поверхности Мохо, что фиксируется высоким температурным градиентом.

Плотностная структура литосферной мантии, также как коры региона, имеет свои особенности в центральной части Амурской плиты. При переходе от земной коры к литосферной мантии здесь отмечается смена знака ряда плотностных аномалий. Особенно это отчетливо прослеживается там, где намечаются совпадения контуров неоднородностей в коре и литосфере. Наиболее отчетливо это фиксируется во впадинах (Сунляо, Верхне-Зейская и др.), что, возможно, обусловлено изостатической компенсацией в мантии (рис. 5). Для них отмечаются и корреляции аномалий высоких геотемператур ($700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$), установленные в некоторых мезо-

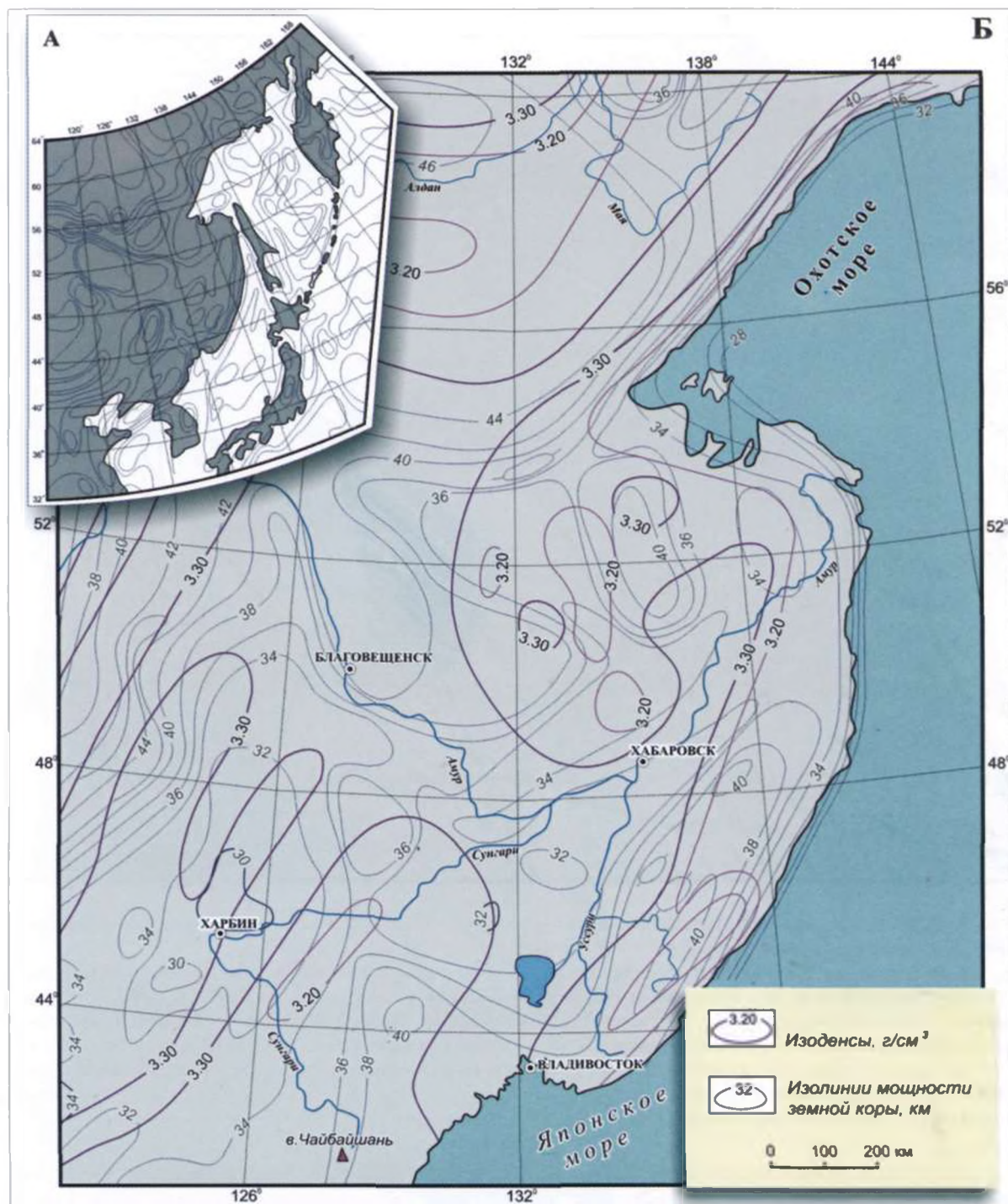


Рис. 3. Схема мощности земной коры и её плотности (Геодинамика 2006)

кайнозойских и кайнозойских впадинах (Сунляо, Верхне-Зейская, Средне-Зейская, Токинская, южной части Татарского пролива, Приханкайская и Южно-Приморская), вдоль которых, как отмечалось ранее, развиты покровные базальты.

При детальном рассмотрении геотемператур впадины Сунляо была подмечена интересная особенность. Аномальное поле геотемператур не совмещается с контуром впадины. Поле захватывает северную половину впадины и имеет субширотное простирание. Эта особенность подчеркивает взаимосвязь аномального поля с присутствием здесь позднекайнозойских вулканических центров и действующих вулканов.

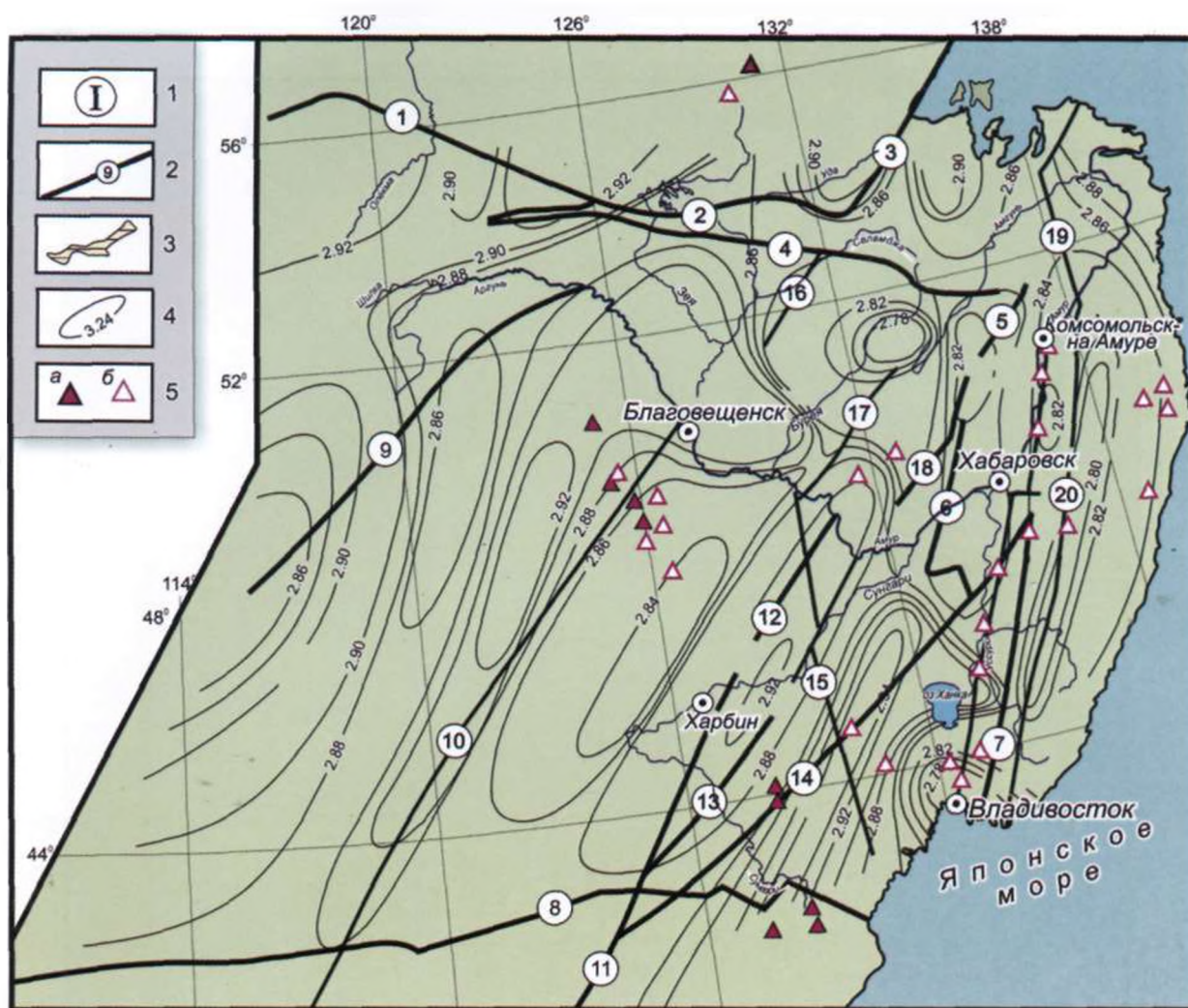
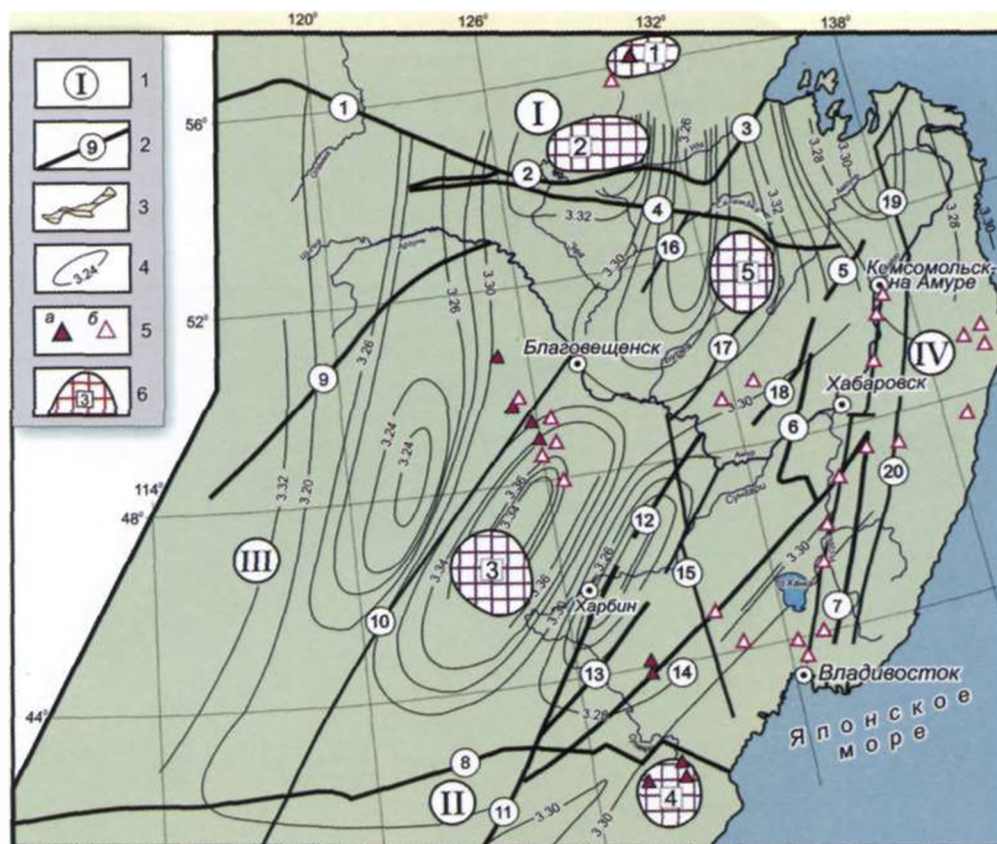


Рис. 4. Распределение средней плотности земной коры юга Дальнего Востока России и сопредельных территорий (составили Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный).

I – индексы крупных тектонических подразделений (I – Сибирская платформа, II – Северо-Китайская платформа, III – Центрально-Азиатский пояс, IV – Тихоокеанский пояс); 2 – Разломы и их индексы: 1 – Джелтулакский, 2 – Ланский, 3 – Улигданский, 4 – Южно-Туруинский, 5 – Тастахский, 6 – Куканский, 7 – Арсеньевский, 8 – Внутреннемонгольская ось, 9 – Дэрбург (Приаргунский); 10 – Чанчи-Нэньцзян; 11–14 – система разломов Тан-Лу: 11 – Тан-Лу, 12 – Чанчунь, 13 – Итун-Илань, 14 – Дунми-Алчанский; 15 – Муданьцзян; 16 – Селемджинский; 17 – Хинганский; 18 – Курский; 19 – Лимурчанский; 20 – Центрально-Сихотэ-Алинский; 3 – местоположение гравитационных ступеней; 4 – изолинии плотности и их значения в г/см^3 с сечением 2 г/см^3 ; 5 – вулканические постройки: а) действующие, б) потухшие

Аналогичная корреляция высоких геотемпературных аномалий литосферной мантии свойственна и для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, который протягивается вдоль юго-западного и восточного побережья Приморья вплоть до мыса Сюркум и фиксируется в диапазоне глубин 35–75 км [Малышев и др., 2001].

Помимо плотностных и геотемпературных характеристик изучалась мощность литосферы в пределах Амурской микроплиты. Исследования, проведенные сотрудниками ИТИГ ДВО РАН [Малышев и др., 2001] с использованием комплексных геофизических методов, позволили осуществить исследования литосферы различных структур юга Дальнего Востока. Были выделены четыре крупных литосферных блока и определены их мощности и плотностные характеристики (рис. 6), согласно которым минимальную мощность имеет впадина Сунляо (50–80 км), далее по возрастающей следуют Северо-Китайский докембрийский неоднородный (80–130 км), Сихотэ-Алинский (80–130 км) и докембрийский Алдано-Становой (140–170 км)



блоки. Литосфера Сихотэ–Алинского блока по данным [Малышев и др., 2001] имеет полосчатое строение и местами нарушена мантийными плюмами.

Наибольший интерес представляет литосфера и астеносферная мантия впадины Сунляо и ряда других кайнозойских впадин. Одной из особенностей её строения является нарушение неоднородностями – зонами разуплотнения и участками плотной мантии. Для первых («горячие» зоны) свойственно понижение скорости продольных волн, фиксирующее нарушение

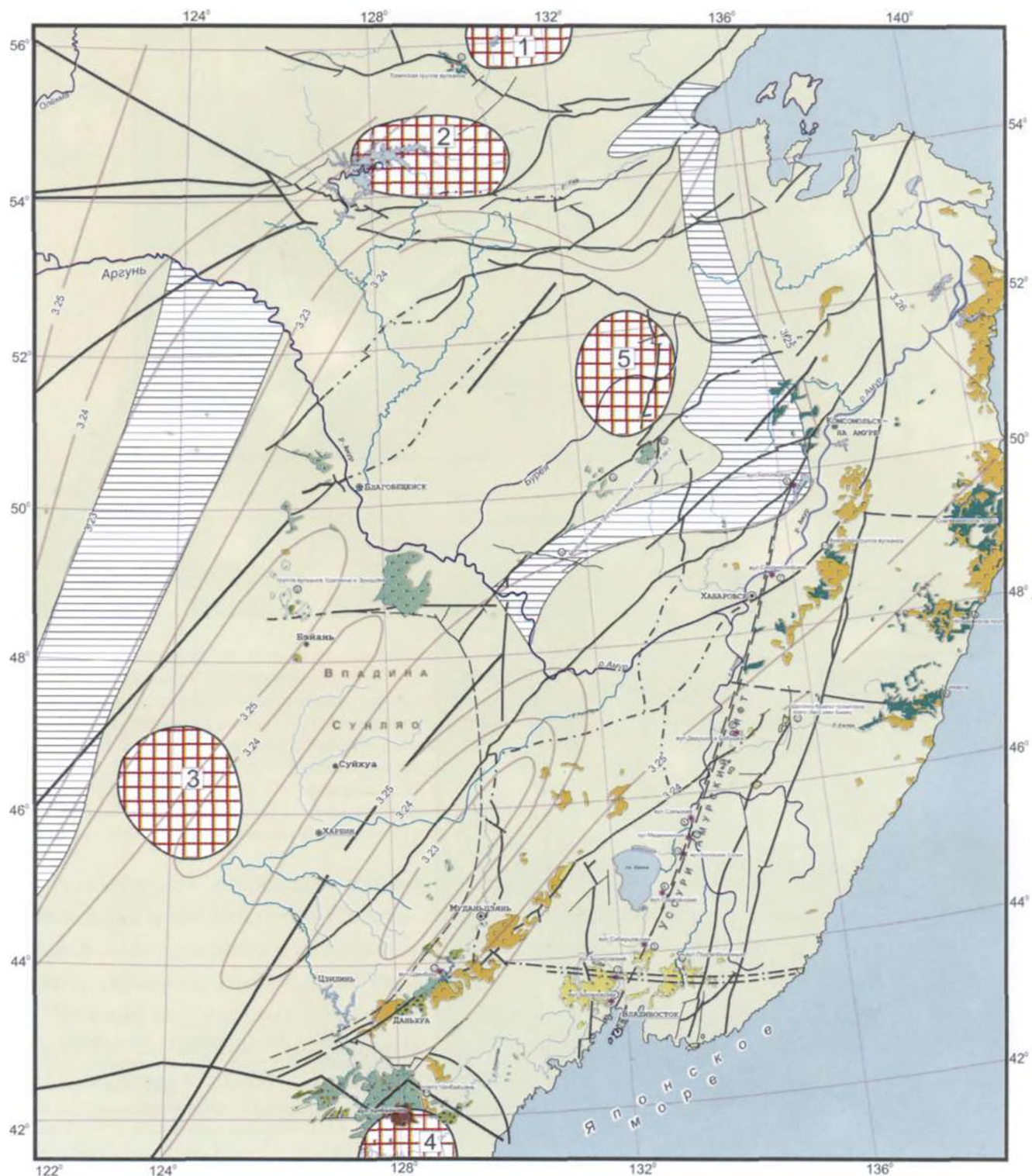


Рис. 7. Распределение средней плотности астеносферы (Малышев и др., 2006). Условные обозначения см. в рис. 1, 4-6

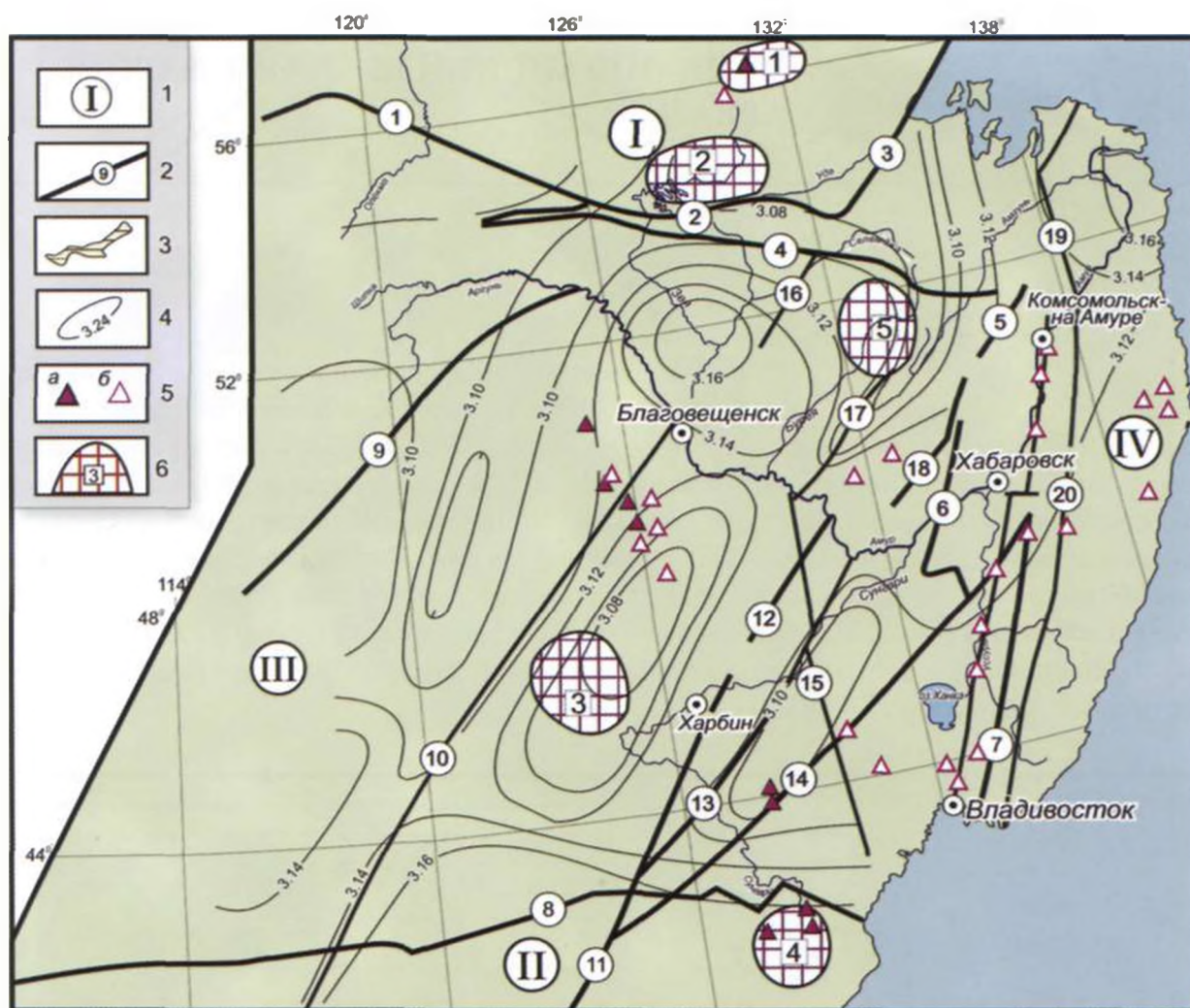


Рис. 8. Распределение средней плотности литосферы региона (Малышев и др., 2006) (условные обозначения см. в рис. 4-6)

структуры мантийных областей, представляющих «столбы» (мантийные фидерные горячие и холодные структуры, по Малышеву), уходящие в мантию (рис.7, 8.).

Наибольший интерес представляет астеносферная мантия. Плотностные характеристики её получены до глубины 200 км, а геоэлектрические – местами до 400 км (рис. 8). Главной особенностью её является полосчатое строение, а по характеру строения она подобна литосферной мантии.

Этот вулканический ареал является одним из самых крупных центров позднекайнозойского вулканизма на юге Дальнего Востока. Он охватывает обширную площадь на границе двух государств – Северной Кореи и Китая, и расположен в непосредственной близости от границ Южного Приморья. Ареал представлен несколькими структурами: плато Чанбайшань, в центре которого расположен стратовулкан Чанбайшань (Пектусан); западнее массива Чанбайшань располагается вулканический центр Лонган, который представляет собой щитовой вулкан с большим количеством конусов и жерловин (более 200) щелочных базальтов на площади свыше 1200 км [Liu, 1988; Hsu et al., 2000; и др.]; к северо-западу от плато Чанбайшань расположены вулканические плато Анту и Хэлу (рис.9, 10).

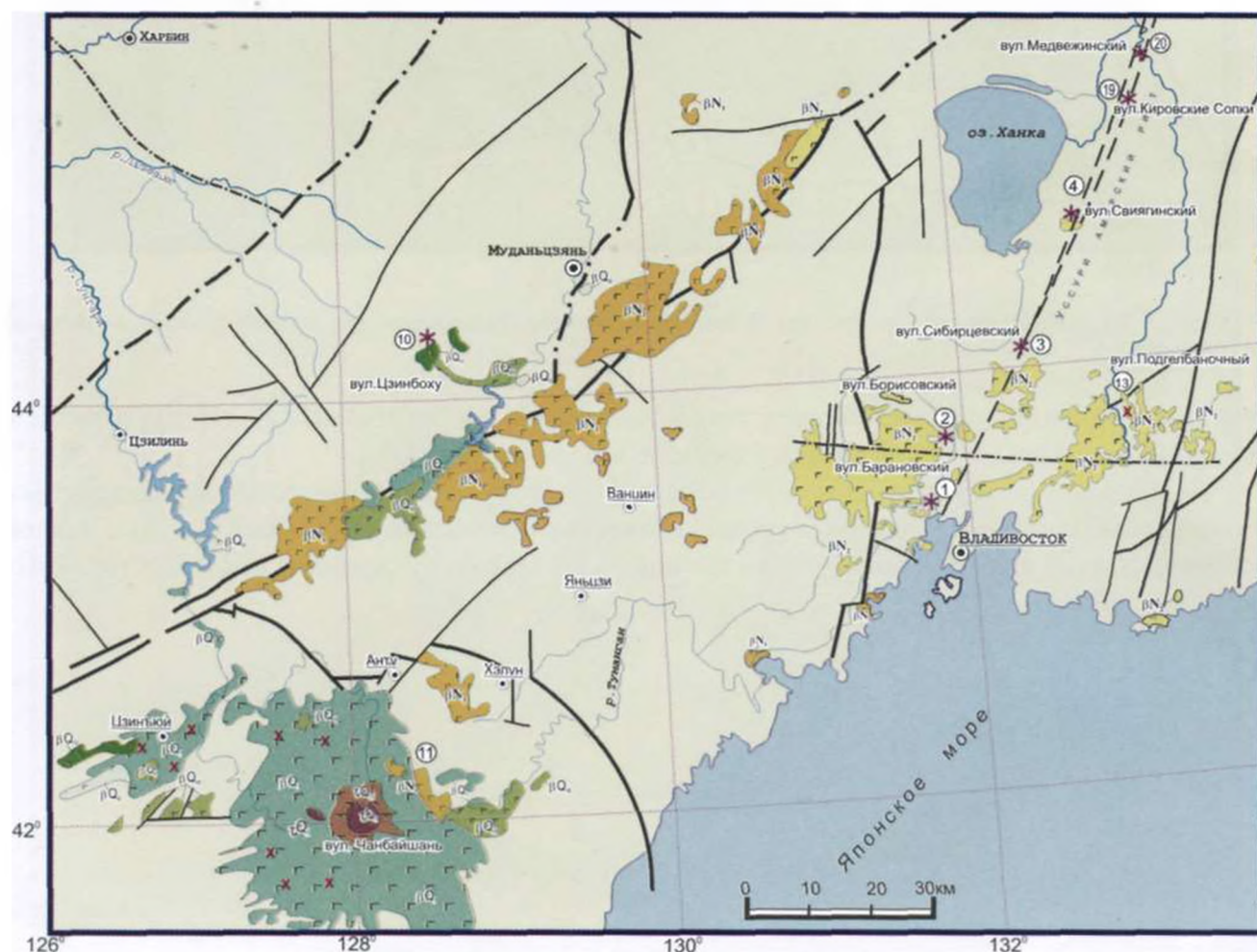


Рис. 9. Схема размещения Чанбайшаньского ареала (условные обозначения см. в рис. 1)

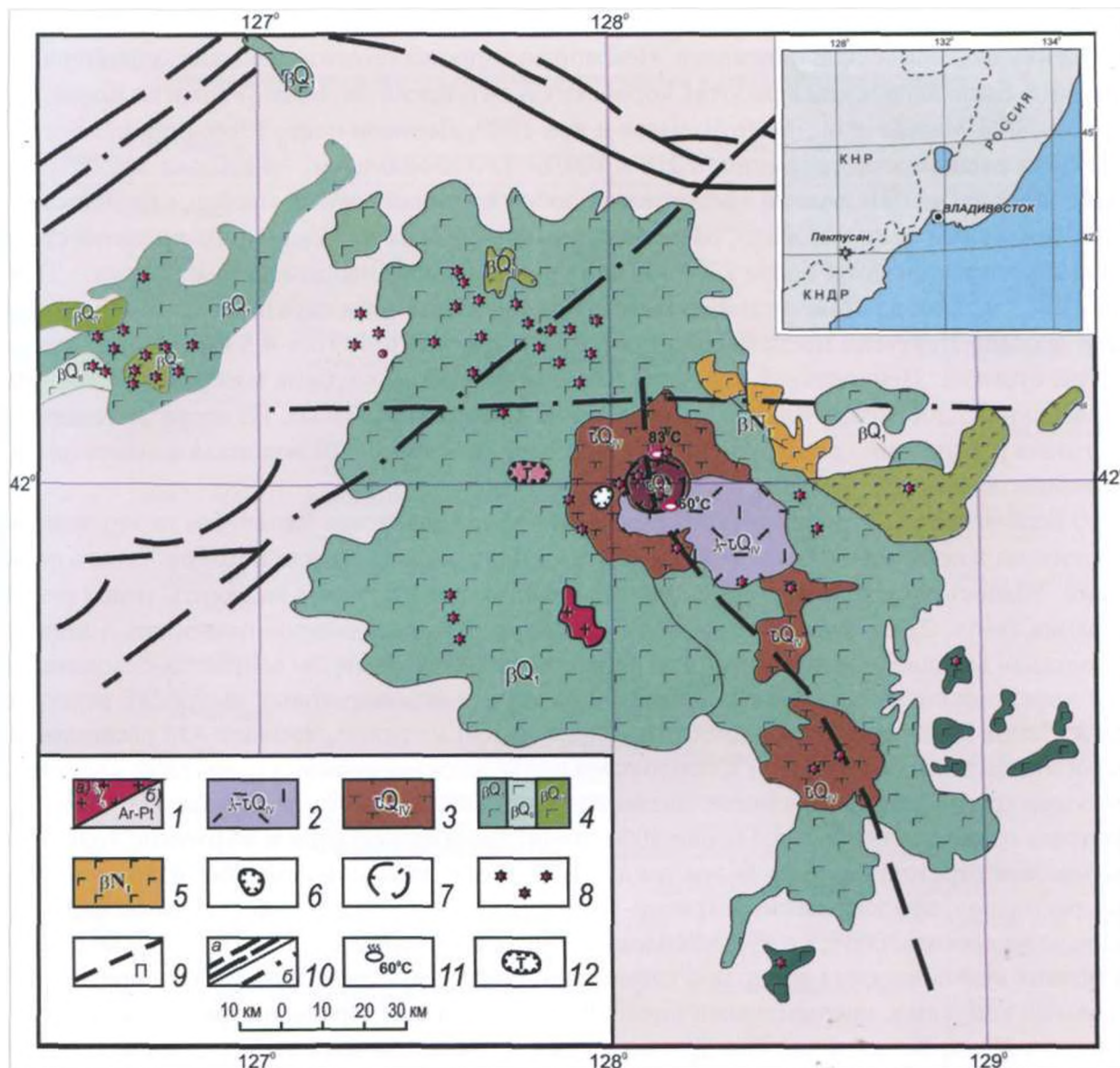


Рис. 10. Схема геологического строения вулкана Чанбайшань составлена на основе геологических карт и космических снимков: (Magmatic map of Jilin Province, China. M-6 1000000, 1989)

1 – Фундамент: а – мезозойские граниты, б – архейско-протерозойские комплексы; 2 – Комендит-риолитовые пеплы (1903 г. извержения); 3 – Трахиты; 4 – Базальты щитового вулкана; 5 – Базальтовое плато, щитовой вулкан (ранне-средний); 6 – Кальдера; 7 – Внешняя кромка кальдеры; 8 – Жерловины моногенных базальтовых вулканов и трубок взрывов; 9 – Пектусанский разлом; 10 – Разломы системы Таньлу; 11 – Горячие источники и их температура; 12 – Боковые кальдеры и воронки взрывов

ВУЛКАН ЧАНБАЙШАНЬ

1. Хронология извержений, строение и этапы формирования

Извержения вулканов рассматриваемого ареала происходили неоднократно в доисторическое и историческое время. Среди них особое внимание заслуживает вулкан Чанбайшань, катастрофические извержения которого за последние несколько тысяч лет были регулярными. Сведений о его деятельности, а самое главное, данных о хронологии извержений на протяжении всех этапов формирования имеется крайне мало. Отсутствуют достоверные данные о масштабности, активности извержений на ранних этапах его развития, нет материалов о составе

вулканических продуктов, цикличности их проявлений и т.д. Это не позволяет дать надлежащую оценку вулканической опасности. Некоторые вопросы геологии вулкана, характеристики пород и т.д. были затронуты в работах корейских и китайских геологов [Геология Кореи, 1993; Wei et al., 2003 Macida et al., 1990; Чичагов и др., 1989; Денисов и др., 1966; и др.].

Вулкан расположен на границе КНР и КНДР. Его координаты – $42^{\circ} 0' \text{ с.ш.}$ и $128^{\circ} 04' \text{ в.д.}$ Вулкан Чанбайшань (Пектусан) представляет собой крупный горный массив, окружностью до 100 км, отдельные пики которого, расположенные по кромке кальдеры и на внешней стороне склона, достигают высоты более 2700 м над уровнем моря (например, пик Чангун – 2750 м, Хянд – 2712 м, Хэнар – 2727 м; и т.д.) Некоторые пики являются паразитическими вулканами. Кратер вулкана Пектусан представляет собой крупную впадину (6 x 4,5 км), с крутыми и отвесными стенами. Центральная его часть заполнена озером, глубина которого, по современным сведениям, достигает 400 м. Отметка зеркала его равна 2257 м. Из озера вытекает один из притоков р. Сунгари – река Эрдабайхэ. Она берет свое начало от водопада в северной части кратера, где последний рассечен глубоким ущельем.

По особенностям строения Чанбайшань (Пектусан) является типичным стратовулканом, с высоким индексом эксплозивности извержений практически во всю историю своего формирования. Удалось проследить периодичность извержений вулкана и выделить этапы его формирования (табл. 2) на основе детального изучения строения шлакового конуса и щитового «пьедестала» вулкана, с использованием определений К–Аг методом возрастов склоновых лав и пирокластических образований, а также обломков в агломератовых выбросах вершинной части и стенок кальдеры. Вулканический аппарат имеет сложное строение. Он расположен на вулканическом плато, сложенном толеитовыми и субщелочными базальтами (табл. 2). Северная часть этого плато (китайская) носит название Чанбайшань, а южная (корейская) – Пектусан. В пределах плато насчитывается около 400 паразитических вулканов и жерловин; только в составе массива стратовулкана их более тридцати. Все они являлись центрами излияния базальтовых расплавов, представленных красно–бурыми шлаковыми и агломератовыми фациями, в составе которых отмечаются и вулканические бомбы диаметром до 30–40 см. Большое количество мелких вулканических аппаратов отмечают на Пектусанском плато, где они представлены шлаковыми конусами, щитовидными постройками, трубками взрыва и стратовулканами (гора Собэк, пик Хван, Кесан и многие другие). Один из таких моногенных вулканов с фациями шлаков и бомбовых выбросов располагается недалеко от края кальдеры вулкана Чанбайшань, на северной его стороне, на высоте 2400–2500 м.

В структурном плане вулкан Чанбайшань, как и все плато Чанбайшань, располагается в пределах развития рифтовой системы Таньлу, в зоне пересечения ее с Пектусанской системой разломов северо–западного простирания. Дешифрование космоснимков выявило здесь систему концентрических кольцевых структур (ККС). Одной из наиболее крупных является ККС, охватывающая Чанбайшань–Пектусанское вулканическое плато, центральную часть которого занимает вулкан Чанбайшань (Пектусан). Более мелкие ККС выявлены в южном и северном секторах плато. Особенностью распространения моногенных вулканов и трубок взрыва является их концентрация в пределах кольцевых структур вокруг вулкана Чанбайшань (Пектусан): одни из них приурочены к рифтовой системе Таньлу северо–восточного направления (см. карту), другие – к северо–западной зоне Пектусанского разлома [Геология Кореи, 1993].

Этап формирования щитового вулкана отвечает наиболее ранним излияниям базальтов и трахитов, приуроченных к пересечению восточной ветви разломной системы Таньлу и разлома Пектусан. Здесь известны и более древние палеогеновые и миоценовые плато–базальты (табл. 2). Продукты формирования щитового вулкана представлены щелочными базальтами, высокотитанистыми и высокожелезистыми разностями с высокой суммой щелочей и преобладанием натрия над калием. Выше по разрезу они сменяются менее железистыми и титанистыми

Таблица 2

Этапы формирования и периодичность извержений и стратовулкана Пектусан

Этап	Циклы	Возраст, млн и тыс лет	Тип извержения, порода	Характер, мощность, площадь (км ²)	Автор
Посткальдерный	1	1903 AD	Комендитовая и трахитовая пирокластика	≈ 5 м, южный и восточный склоны вулкана	Wei et al., 2003; исторические данные
		1898 AD	Слабое фриато-магматическое извержение в кратерном озере		Геология Кореи, 1993; Чичагов и др., 1989; Liu, 1983, 1987; Macida et al., 1990; исторические данные
		1702 AD	Эксплозивное извержение. Черная тефра трахитов, Покровы игнимбритов на склонах вулкана, в кальдере	Площадь 10 тыс км ² , склоны вулкана	
		1688 AD	Комендитовая и трахитовая пирокластика	≈ 5 м	Wei et al., 2003
	4	969±20 AD	Мощные направленные взрывы на восток, покровы игнимбритов, пемзы, тефра. Пемзы и пеплы комендитов	Объем тефры ≈ 100 км ³ , площадь – 1,5 млн км ² . (¹⁴ C)	Horn, Schmincke, 2000; Wei et al., 2003
	3	1000 BC	Игнимбриты, потоки	Мощность ≈ 30 м, склоны вулкана. (¹⁴ C)	Wei et al., 2003
		2040±70 BP	Пеплы	Найдены в Японии (¹⁴ C)	
		2130 ± 80 BP			
		4105±9 BP	Игнимбриты, перекрывающие древнюю почву, пеплы	¹⁴ C	Wei et al., 2003
		5000-4000 BP			
Кальдерный	2	10-12 и 22-29 тыс лет	Пеплы трахитов		Сахно, Уткин (в печ.)
		0,04 ¹ ; 0,09 ²	Эксплозии черной тефры и шлаков комендита и трахита	Вершинная часть	Сахно, 2007
		0,055-0,060	Объемные извержения трахитов (брекчия, тефра)	Западный склон каньона, мощность 300-400 м	Сахно, 2007
		0,060-0,065	Извержения игнимбритов трахитового состава	Северный, западный склоны вулкана. Потоки	Сахно, 2007
		0,065-0,095	Извержения щелочных риолитов, трахидацитов, черных обсидианов. Покровы тонкой тефры и экструзии на склонах вулкана, трахиты (потоки)	Северная и западная кромки кратера. Мощность 190-214 м. Восточный склон, пик Чангун	Macida et al., 1990; Wei et al., 2003; Геология Кореи, 1993; Сахно, 2007
	1	0,100-0,125	Обломки щелочных базальтов и трахитов в шлаках; трубки трахибазальтов, трахиандезитов	Обломки размером 10-30 см в шлаках с возрастом 0,04-0,09; западный склон	Сахно, 2007
Формирование конуса вулкана	3	0,135	Трахиты, покровы игнимбритов	Склоны вулкана	Сахно, 2007
	2	0,240-0,245	Трубки щелочных базальтов	Диаметром 100-200 м	Сахно, 2007
	1	0,545	Лавы и туфы трахитов, слагающих основание конуса и внутренних стенок кальдеры, шлаковая пемза	Мощность ≈ 650-850 м, площадь 63,2 км ² . Потоки, эксплозии	Сахно, 2007
Формирование шитового вулкана	3	1,0-1,02 млн лет	Трахиты, трахиандезиты, покровы	≈ 10-20 м. Потоки	Сахно, 2007
	2	1,08-1,20	Плотные афировые, пористые базальты, переслаивание потоков	Потоки. Мощность ≈ 300 м	Сахно, 2007
		1,41-1,43 млн лет	Шлаковые лавы щелочных базальтов, покровы	150 м	Сахно, 2007
	1	1,70- 2,34 млн лет	Высокотитанистые и железистые щелочные базальты	≈ 170 м	Геология Кореи, 1993; Liu, 1999; Сахно, 2007
		3,0-3,11 млн лет	Лавы трахитов, основание вулкана. Субщелочные базальты	≈ 400 м 400-500 м	Геология Кореи, 1993; и др.
	Плато	19,9-15,1 млн лет	Умеренно-щелочные базальты свиты Пэкам	Покровы	Геология Кореи, 1993; и др.

Примечание. ¹ – данные абсолютного возраста, стекло черной тефры; ² – данные абсолютного возраста по санидину (в черной тефре трахитов).

ми, но более щелочными базальтами (1-ый цикл). Это плотные афировые породы, в верхней части покровов появляются пористые разности, с переходами в шлаковидные фации. Второй цикл ознаменовался излиянием более магнезиальных и более натровых, но менее титанистых субщелочных базальтов. Верхняя часть щитового вулкана (3-й цикл) представлена маломощными покровными излияниями трахиандезитов и трахитов.

На южной стороне, в низах разреза щитового вулкана, северо-корейские геологи выделяют покровные трахиты, переслаивающиеся с субщелочными базальтами, возраст которых определен как поздне-плиоценовый (3.0–3.11) [Геология Кореи, 1993]. По данным [Геология Кореи, 1993], в северном направлении, вдоль зоны Пектусанского разлома наблюдается омоложение центров излияния базальтов.

Суммарная площадь щитового вулкана оценивается в 15–16 тыс км², а общий объем извергнутых продуктов – не менее чем в 10 тыс км³.

Формирование конуса стратовулкана началось излиянием потоков трахитов после перерыва в вулканической деятельности, равного 450–500 тыс лет, и продолжалось на протяжении более чем 400 тыс лет. Периклинальное залегание потоков трахитов хорошо прослеживается по окружности всего вулканического конуса. Разрез его представлен потоками трахитовых лав, при этом их состав снизу вверх изменяется незначительно: увеличением содержания кремнекислоты и уменьшением магнезиальности при незначительных колебаниях соотношения Na/K. Были сформированы мощные толщи покровных трахитов, прорванные трубчатыми телами (диаметром до 200–300 м) щелочных базальтов на северном и западном склонах вулкана. Возраст внедрения щелочных базальтов – 240–245 тыс лет назад. Завершается этот этап извержениями игнимбритов трахидацитового состава, перемежающихся с потоками лав трахитов. Реставрированная высота вулкана на этом этапе достигала не менее 3,0–3,5 тыс метров.

Кальдерный этап. В конце формирования конуса вулкана произошли эксплозивные извержения пеплов, брекчий и игнимбритов трахитового состава. Развитию кальдерного процесса – сильным эксплозивным извержениям, – предшествовало внедрение трубчатых тел трахибазальтов и трахиандезитов, остатки которых обнаружены на западном склоне у кромки внешней кальдеры. Их возраст датирован 100–125 тыс лет ВС. После небольшого перерыва, в интервале 65–95 тыс лет назад, началось извержение брекчиевых туфов и излияние игнимбритов. На западном склоне в это время формируется бокка, из которой изливаются трахитовые лавы. Завершается этот цикл извержением черной пемзы трахитов (40 тыс лет), содержащей большие кристаллы калиевого полевого шпата. Возраст калиевого полевого шпата в трахите более древний – 90 тыс лет.

Это извержение было очень интенсивным. Мощные толщи вулканогенных брекчий и агломератов с обломками пемз, трахитов и базальтов фундамента обнажаются в привершинной части внешней кальдеры. Наиболее мощные отложения встречаются на восточном, северном и западном склонах вулкана. Мощные отложения (более 300 м) обнажаются в Большом каньоне. Предполагается, что взрыв был катастрофическим, в результате чего около 55–60 тыс лет назад образовалась внешняя кальдера, фрагменты которой хорошо дешифрируются на космических снимках. Древние пеплы, принадлежащие этому извержению, с возрастом 55–60 тыс лет, были вскрыты трубками в Японском море [Сахно, Уткин, в печати].

Более молодые эксплозивные извержения вулкана Чанбайшань фиксируются по пепловым горизонтам на дне Японского моря с возрастом 10–12 и 22–29 тыс лет назад. Возраст их определен на основе анализа микрофауны из перекрывающих и подстилающих пород, полученной по данным трубок.

Последующие циклы выделены на основании радиоуглеродных определений [Horn et al., 2000; Wei et al., 2003; Macida et al., 1990; и др.].

По данным [Wei et al., 2003] на протяжении 4000–2000 лет назад извержения вулкана происходили неоднократно. Среди них выделяется катастрофическое извержение 2130 года до

нашей эры. Пеплы этого извержения были обнаружены в Японии и исследованы радиоуглеродным методом.

Четвертый цикл ознаменовался катастрофическим извержением тефры тысячу лет назад (969 ± 20 AD), при котором было вынесено около 100 км^3 тефры пантеллерит – комендитового состава ($\approx 20 \text{ км}^3$ твердых пород). Взрыв был направленным на восток и пеплы достигли северных островов Японии. Основная часть тефры выпала в Японское море [Razjigaeva, 1990], частично – на юг Приморья России. Было выброшено 1796 ± 453 мегатонн H_2O , 45 ± 10 мегатонн хлора, 42 ± 11 мегатонн фтора и $2 \pm 0,6$ мегатонн серы. Эти подсчеты были сделаны на основании изучения включений в минералах [Horn and Schmincke, 2000]. Взрыв образовал внутреннюю кальдеру, частично заполненную водами оз. Тянци. Кальдера имеет отвесные стенки, а глубина её составляет около 300–400 м. Извержение считается одним из наиболее мощных за последние 2 тыс лет; предполагается, что оно имело глобальный эффект.

Посткальдерный этап ознаменовался неоднократными эксплозивными выбросами комендитовых и трахитовых пеплов в историческое время (1688 и 1903 гг.), а в 1702 г. – извержением черной тефры и игнимбритов трахитового состава [Wei et al., 2003; Чичагов и др., 1989; и др.]. Потоки игнимбритов хорошо дешифрируются на склонах вулканов от кромки кальдеры до подножья. В 1898 г. наблюдалось слабое фреато–магматическое извержение из кратера озера (из воспоминаний русского писателя–путешественника Н.М. Гарин–Михайловского). Последнее извержение в 1903 г. представлено белыми и розовыми пемзами и пеплами комендитового и риолитового состава, в которых наблюдаются фьяммеподобные обособления черных трахитовых и трахиандезитовых пород (табл.2). Отложения белой пирокластики распространены на южных и восточных склонах вулкана и отчетливо дешифрируются на космических снимках.

После извержения 1903 г. вулкан Чанбайшань извергался еще раз в 1984 г., но продукты этого извержения и динамика процесса не описаны [Liu, 1987]. Известны горячие источники вдоль края внутренней кальдеры и на северном склоне, в рифтовой долине. Температура источника на северном склоне составляет более 80°C . Отмечается, что температура его за последние десятилетия поднялась на несколько градусов.

2. Основные особенности минерального и петрогеохимического состава пород вулкана Чанбайшань

Как отмечалось выше, обобщенный разрез вулканических пород вулкана Чанбайшань (Пектусан) представлен в табл. 2. Основание вулкана – базальты вулканического плато Чанбайшань, занимающие огромную площадь, в настоящее время изучены слабо. Покровы базальтоидов вскрываются в каньонах р. Эрдаобайхэ, одного из притоков р. Сунгари, на территории Китая. В южной (корейской) части плато породы базальтового основания обнажаются в урезах бортов долин многих рек. Они слагают обширные покровы мощностью до 400 м, образованные многочисленными потоками. Над ними возвышаются многочисленные конуса (пики Хван, Кесан, Собэк и др.), в количестве около пятидесяти. Кроме того, известно более 70 моногенных вулканов и жерловин. Продукты извержений ареального типа на плато Чанбайшань широко распространены к западу и северу от вулкана Чанбайшань. В районе г. Фусун и в долине р. Сунцянхэ, левого притока р. Сунгари, они образуют обширное базальтовое плато четвертичного возраста, в пределах которого располагаются многочисленные центры и конуса базальтовых и щелочных риолитовых вулканов. Базальтовое плато трассирует субширотную зону разлома, отходящую от главной рифтовой системы Таньлу. Плато подстилается осадочными породами, охарактеризованными флорой плиоценового возраста [Геология Кореи, 1993]. К–Аг датировки пород плато укладываются в широкий временной диапазон (табл. 3).

Извержениям плато Чанбайшань предшествовали извержения умеренно–щелочных базальтов свиты пэкан с возрастом 19.9–15.1 млн лет [Геология Кореи, 1993].

Химический (мол %) и микроэлементный составы (ppm) представительных пород вулкана Чанбайшань

Этап	Посткальдерный									Кальдерный				
	4	26-1a	26-16	1д	3-1	3а	38/3	38/4	37/13	16	1г	28/46	1и/м	29/3в
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	71,72	71,09	57,82	70,70	65,92	65,73	69,25	65,87	65,22	68,07	68,05	66,41	63,18	63,89
TiO ₂	0,15	0,30	0,82	0,21	0,31	0,45	0,25	0,44	0,36	0,29	0,27	0,28	0,44	0,43
Al ₂ O ₃	10,76	10,61	17,79	12,31	15,56	14,40	14,73	14,87	16,00	14,29	14,06	11,23	17,25	15,10
Fe ₂ O ₃	3,61	4,29	3,84	1,75	2,74	3,19	2,72	2,91	2,54	4,65	5,00	5,68	2,20	3,21
FeO	1,01	0,44	1,61	2,27	2,63	2,76	1,06	2,06	2,14	1,32	0,56	0,17	2,62	2,43
MnO	0,08	0,08	0,11	0,06	0,10	0,09	0,08	0,15	0,15	0,12	0,11	0,13	0,11	0,13
MgO	0,04	0,06	1,69	0,04	0,12	0,47	0,03	0,11	0,10	0,08	0,03	0,30	0,32	0,64
CaO	0,44	0,87	4,01	0,27	1,00	0,55	0,69	1,52	1,40	0,54	0,66	0,65	1,72	1,38
Na ₂ O	5,37	5,26	6,04	4,93	5,81	6,70	5,33	5,33	6,00	5,43	5,70	6,51	5,55	5,81
K ₂ O	4,18	3,75	4,71	4,41	5,14	5,18	5,25	5,50	5,45	4,82	4,75	4,71	5,34	6,12
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,13	0,02	0,05	0,15	0,02	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,13	0,09
H ₂ O	0,22	0,44	-	0,27	0,12	0,10	-	-	0,02	0,03	-	-	-	-
Ппп	2,22	2,29	0,80	2,45	0,30	0,48	0,19	0,64	0,39	0,16	0,20	3,50	0,67	0,60
Сумма	99,82	99,51	99,43	99,69	99,80	100,25	99,59	99,53	99,83	99,85	99,89	99,59	99,53	99,83
Sc	1,09	2,38	8,36	1,92	3,89	3,37	1,52	3,74	3,34	2,39	1,92	2,57	3,94	3,71
V	1,91	3,19	36,41	1,25	2,00	3,86	0,98	0,92	0,94	3,13	1,25	1,16	7,73	1,29
Cr	87,88	38,6	59,71	88,86	34,69	125,42	2,77	30,69	29,98	129,6	88,86	23,34	92,30	27,73
Co	0,42	0,88	9,73	0,37	1,06	0,72	0,40	0,88	0,95	0,57	0,37	0,45	1,84	1,00
Ni	2,12	4,87	19,95	1,46	6,17	2,80	2,50	1,16	0,99	2,47	1,46	1,23	3,15	0,92
Ga	-	-	-	103,41	31,83	95,39	38,55	32,21	33,04	105,4	-	32,35	105,23	27,45
Ge	-	-	-	7,46	1,25	7,65	2,31	2,04	1,88	8,96	-	1,37	6,65	0,96
Rb	382,8	353,2	94,83	262,54	166,94	183,02	212,49	143,07	118,21	244,5	262,5	269,68	120,53	85,79
Sr	5,04	15,39	424,51	4,25	6,78	6,44	2,86	11,20	8,99	1,41	4,24	4,96	85,24	13,61
Y	156,0	130,53	34,07	91,86	56,11	82,11	56,52	38,01	29,58	107,7	91,86	85,59	41,14	18,37
Zr	1992,3	2470,2	562,6	2176,8	1229,90	1779,4	1289,75	679,35	635,96	2122,0	2176,8	1881,97	670,02	630,00
Nb	239,8	301,25	71,32	220,6	165,12	175,3	162,51	75,13	66,50	224,6	220,6	261,61	74,40	96,20
Cs	6,56	5,97	1,25	3,14	2,56	2,92	2,50	1,64	1,48	3,39	3,14	5,36	1,44	1,17
Ba	10,66	14,3	1386,9	23,96	18,78	18,77	9,65	37,79	30,22	3,89	23,96	16,07	199,07	47,20
La	154,14	185,16	62,7	139,27	111,05	125,47	115,59	86,66	57,81	174,4	139,3	132,79	70,90	40,67
Ce	289,18	372,2	118,0	282,83	196,10	222,5	212,43	170,98	122,11	307,5	282,8	248,69	126,42	103,85
Pr	36,96	38,9	13,01	31,39	23,12	27,75	27,23	20,19	14,85	37,5	31,4	27,35	15,88	10,91
Nd	134,8	132,4	47,21	112,04	82,69	100,94	86,12	67,40	50,63	132,7	112,04	104,46	58,29	41,60
Sm	28,54	26,30	8,88	21,47	15,30	19,52	15,60	11,21	8,92	25,6	21,5	21,60	11,25	8,00
Eu	0,35	0,38	2,89	0,44	0,41	0,35	0,26	0,39	0,32	0,46	0,44	0,26	0,94	0,38
Gd	30,35	26,7	10,20	22,16	11,31	20,27	11,53	8,68	6,78	27,25	22,16	18,29	10,76	6,90
Tb	4,67	3,45	1,10	3,12	2,11	2,89	1,72	1,47	1,15	3,83	3,12	3,20	1,45	1,24
Dy	23,17	22,31	6,31	15,47	11,83	14,85	10,12	7,27	5,99	19,32	15,5	17,90	7,11	5,64
Ho	4,35	4,78	1,25	2,76	2,45	2,64	2,10	1,46	1,19	3,40	2,76	3,74	1,20	1,06
Er	13,36	12,86	3,15	8,58	5,79	8,27	5,44	3,59	2,97	10,83	8,58	9,06	3,67	2,70
Tm	2,12	1,88	0,44	1,41	0,90	1,34	0,84	0,54	0,45	1,72	1,41	1,41	0,59	0,39
Yb	11,51	11,76	2,98	7,64	4,85	7,16	4,78	3,42	2,85	9,32	7,64	7,97	3,24	2,40
Lu	1,54	1,77	0,43	1,08	0,75	0,95	0,73	0,56	0,45	1,33	1,08	1,14	0,46	0,39
Hf	38,2	45,82	10,23	40,47	31,65	31,63	20,96	10,67	10,03	41,84	40,5	46,50	12,44	16,01
Ta	-	17,15	4,77	9,75	8,68	7,91	6,21	2,71	2,06	9,61	9,03	14,22	-	4,64
W	-	9,38	2,16	14,50	4,78	5,71	6,76	2,25	1,95	-	-	6,46	-	1,90
Tl	-	0,60	1,62	36,95	0,54	0,50	0,37	0,18	0,14	-	-	0,62	12,44	0,21
Pb	42,14	39,16	11,3	6,74	23,04	23,71	17,76	8,99	8,55	33,63	14,50	35,91	12,47	9,88
Th	59,79	71,07	16,52	27,71	56,52	22,68	15,35	12,70	39,67	36,95	99,71	14,29	-	29,15
U	11,32	13,07	2,71	2,40	4,80	4,22	2,73	2,18	6,03	3,74	8,83	2,60	-	2,33

Этап	Кальдерный			Формирование конуса								
	26/12	28/1	28/2	17 6	20	28/19a	21/1	7	12	24/1	30	9
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	66,85	54,86	55,04	66,18	64,72	51,27	50,83	67,63	67,27	67,10	67,24	64,80
TiO ₂	0,46	2,10	1,70	0,31	0,44	1,72	2,92	0,37	0,29	0,32	0,39	0,36
Al ₂ O ₃	15,10	16,78	15,92	14,77	16,60	16,05	16,96	14,61	14,83	14,76	13,81	17,36
Fe ₂ O ₃	2,96	2,91	3,43	4,04	3,47	3,37	2,65	4,83	4,40	2,60	4,40	2,92
FeO	2,60	5,51	4,40	1,77	1,24	7,40	7,22	0,23	0,75	3,03	2,77	1,70
MnO	0,14	0,10	0,13	0,12	0,09	0,18	0,13	0,09	0,11	0,14	0,08	0,09
MgO	0,08	3,37	3,76	0,35	0,35	7,05	4,86	0,08	0,08	0,22	0,24	0,24
CaO	1,17	6,38	5,69	0,49	1,66	8,22	8,29	0,33	0,55	0,45	0,52	1,02
Na ₂ O	5,37	3,82	4,29	6,04	5,31	3,08	3,27	6,55	6,31	5,92	5,65	5,66
K ₂ O	4,58	2,83	3,41	4,90	5,35	0,93	2,34	5,22	4,84	4,95	4,51	5,28
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,42	-	0,08	0,28	0,58	0,12	0,05	0,04	0,05	0,09
H ₂ O	0,16	-	-	0,14	0,18	-	-	0,07	0,07	0,05	-	0,08
Ппп	0,29	0,61	1,40	0,43	0,11	0,30	-	0,15	0,15	0,22	0,38	0,04
Сумма	99,82	99,49	99,59	99,97	99,60	99,85	100,06	100,28	99,70	99,60	100,07	99,64
Sc	3,92	9,45	3,40	3,82	5,99	23,53	19,40	1,69	1,72	2,37	3,14	3,20
V	0,58	87,03	4,81	6,08	4,29	175,57	206,62	1,54	2,23	8,32	3,64	7,71
Cr	25,44	95,50	40,86	106,7	82,50	233,11	179,30	89,57	91,72	115,06	46,76	92,28
Co	0,51	19,72	0,92	1,15	1,77	46,94	32,50	0,28	0,30	0,39	1,35	1,98
Ni	0,83	44,03	5,68	2,78	2,12	151,36	40,30	1,38	0,70	2,08	8,05	3,88
Ga	28,85	19,02	-	89,23	287,5	-	135,90	-	-	99,22	-	109,0
Ge	1,20	0,93	-	6,23	5,96	-	4,02	-	-	8,06	-	6,90
Rb	130,67	40,32	228,1	131,57	93,6	10,40	74,80	217,6	238,1	190,49	229,74	149,91
Sr	5,96	445,93	9,53	18,78	312,4	510,49	424,10	2,10	2,13	1,62	7,38	54,95
Y	23,66	16,56	38,94	42,99	38,30	17,50	23,10	68,30	81,0	70,88	87,82	44,96
Zr	872,29	347,52	1395,2	757,76	633,15	107,76	431,50	1606,4	1409,8	1679,4	1656,3	276,84
Nb	129,86	41,59	197,8	108,48	78,39	12,02	45,90	197,1	206,8	188,29	214,34	109,0
Cs	0,17	0,43	0,43	1,35	0,60	0,17	0,35	1,33	1,49	0,49	0,68	1,37
Ba	32,36	727,21	10,0	48,52	1604,9	210,4	650,90	3,71	4,49	5,47	10	119,31
La	52,46	31,32	112,7	89,04	68,1	11,22	38,63	104,9	153,4	121,65	170,51	98,76
Ce	177,76	48,66	274,8	158,96	132,9	23,15	72,52	227,6	271,1	247,98	331,7	177,87
Pr	12,52	7,31	23,56	19,47	16,47	3,16	9,79	25,4	33,5	27,16	33,54	21,76
Nd	49,31	30,32	82,45	70,84	61,72	13,78	39,70	91,30	117,1	97,28	112,6	79,19
Sm	9,17	5,99	15,60	12,84	10,27	4,12	8,67	17,67	21,9	18,82	19,94	14,16
Eu	0,34	1,93	0,31	0,47	3,64	1,73	3,11	0,31	0,39	0,29	0,40	0,66
Gd	6,72	4,50	18,35	13,02	10,37	2,86	8,87	17,44	21,49	20,49	24,13	13,84
Tb	1,08	0,68	1,68	1,75	1,41	0,62	1,17	2,47	2,98	2,64	2,27	1,84
Dy	5,57	3,13	9,91	8,26	6,37	3,67	5,23	12,11	14,3	13,46	14,68	8,57
Ho	1,12	0,74	1,96	1,44	1,11	0,73	0,91	2,07	2,37	2,35	3,05	1,37
Er	2,77	1,32	5,07	4,26	3,42	1,71	2,34	6,44	6,89	7,41	8,05	3,87
Tm	0,48	0,24	0,81	0,66	0,59	0,23	0,35	1,02	1,14	1,17	1,16	0,58
Yb	2,79	0,94	6,03	3,76	3,12	1,52	1,85	5,71	6,13	6,80	7,58	3,00
Lu	0,53	0,18	0,97	0,56	0,45	0,22	0,23	0,77	0,88	0,92	1,14	0,41
Hf	22,33	6,01	24,78	14,99	11,15	2,37	6,34	31,28	31,66	32,33	29,10	7,19
Ta	6,49	2,04	10,48	-	-	1,36	-	-	-	-	11,59	-
W	1,88	0,97	1,71	-	-	1,37	-	-	-	-	0,93	-
Tl	0,18	0,07	0,16	-	-	0,04	-	-	-	-	0,29	-
Pb	18,27	5,61	27,61	-	-	1,99	14,50	15,1	30,97	-	28,64	-
Th	40,49	11,43	30,54	-	-	2,08	4,34	29,6	21,85	-	40,5	-
U	2,23	0,81	4,06	-	-	0,29	0,73	3,32	-	-	7,58	-

Этап	Щитовой вулкан									
	14/1	15/1	32	23/1	23/2	27/7	27/10	26/146	40/4	40/3
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	64,72	59,44	51,91	51,67	53,46	46,74	48,56	46,62	46,77	49,50
TiO ₂	0,44	0,97	1,79	1,64	1,69	2,69	2,70	4,45	3,06	3,45
Al ₂ O ₃	16,60	17,63	14,25	14,36	14,97	16,27	15,81	13,09	14,78	16,11
Fe ₂ O ₃	3,47	6,05	3,64	4,18	1,67	10,51	10,28	13,56	7,23	4,43
FeO	1,24	1,20	7,70	7,95	8,29	3,43	3,31	4,05	5,58	5,94
MnO	0,09	0,15	0,13	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,21	0,18
MgO	0,36	1,07	7,27	7,78	7,21	5,20	4,43	5,40	4,51	5,28
CaO	1,66	0,21	7,81	7,32	7,72	6,08	7,06	7,21	6,96	8,63
Na ₂ O	5,31	6,17	3,33	3,00	2,91	4,02	3,57	2,75	3,71	3,57
K ₂ O	5,35	4,61	0,93	0,75	0,85	2,96	2,20	1,83	2,18	1,96
P ₂ O ₅	0,08	0,50	0,26	0,21	0,25	0,65	0,75	0,63	0,64	0,66
H ₂ O	0,18	-	0,25	0,12	0,58	-	-	0,14	0,48	-
Ппп	0,11	0,13	0,87	0,45	-	1,20	0,70	0,49	3,80	0,03
Сумма	99,60	100,18	99,85	99,67	99,77	99,87	99,54	100,06	99,91	99,74
Sc	5,99	7,12	23,25	19,37	18,42	24,45	22,45	-	16,84	20,28
V	4,29	3,06	177,8	183,4	186,9	287,5	248,7	660,1	228,74	239,62
Cr	82,50	20,9	263,8	220,9	341,3	60,53	59,51	50,55	33,87	96,36
Co	1,77	2,17	44,0	48,6	39,0	49,6	43,1	123,81	39,41	34,17
Ni	2,12	2,87	211,5	23,03	183,5	40,80	39,44	141,12	29,54	35,85
Ga	287,5								21,52	20,49
Ge	5,96								1,54	1,41
Rb	93,6	100,7	13,68	14,57	12,35	58,86	51,91	151,8	45,36	35,11
Sr	312,4	555,9	342,9	355,6	378,5	783,5	701,3	1391,9	586,68	674,91
Y	38,30	36,88	18,44	19,30	20,3	36,52	33,42	61,41	25,82	19,55
Zr	633,15	600,7	120,1	104,5	111,3	387,0	358,0	195,55	255,75	221,47
Nb	78,39	76,3	14,65	13,20	10,8	64,15	53,41	54,62	39,70	34,72
Cs	0,60	0,66	0,20	0,24	0,36	0,40	0,37	-	0,17	0,07
Ba	1604,9	1847,4	234,2	272,1	257,7	869,2	751,5	3370,9	659,25	615,82
La	68,10	79,05	12,44	11,93	11,62	58,72	51,7	59,31	40,38	33,49
Ce	132,9	161,13	25,1	24,3	22,4	122,5	105,6	149,2	86,15	70,92
Pr	16,47	16,10	3,45	3,35	3,70	13,99	12,25	19,59	10,86	9,22
Nd	61,72	61,29	14,70	14,92	16,80	52,40	46,03	98,0	40,30	34,54
Sm	10,27	10,99	4,27	4,45	5,77	10,94	9,63	22,05	7,74	6,90
Eu	3,64	3,89	1,64	1,67	1,77	3,63	2,99	7,16	2,53	2,50
Gd	10,37	10,25	2,99	4,77	5,77	11,85	10,69	20,95	6,46	6,27
Tb	1,41	1,51	0,68	0,82	0,88	1,31	1,16	2,83	1,01	0,84
Dy	6,37	7,31	3,92	4,47	4,38	7,30	6,50	15,49	5,17	4,08
Ho	1,11	1,40	0,90	0,82	0,78	1,46	1,36	2,79	1,00	0,77
Er	3,42	3,76	1,90	2,08	2,29	3,61	3,75	6,86	2,36	1,71
Tm	0,59	0,54	0,25	0,27	0,38	0,51	0,45	0,85	0,35	0,23
Yb	3,12	3,80	1,77	1,80	1,86	3,76	3,47	4,52	2,09	1,40
Lu	0,45	0,55	0,25	0,24	0,28	0,53	0,49	0,60	0,35	0,23
Hf	11,15	11,85	2,57	2,46	2,91	7,05	6,35	2,62	4,10	3,76
Ta	3,40	3,65	1,36	0,80	-	3,63	3,14	3,95	1,64	1,44
W	-	2,11	0,69	0,95	-	1,79	1,97	37,31	1,01	0,62
Tl	-	0,17	0,03	0,03	-	0,38	0,08	15,7	0,03	0,03
Pb	11,78	13,54	1,92	3,80	18,2	6,97	5,73	17,38	4,06	3,32
Th	8,40	9,90	2,56	1,43	1,53	9,20	8,03	4,53	5,11	3,81
U	2,06	2,22	0,40	0,3	0,23	1,60	1,31	0,83	1,01	0,38

Субщелочные плейстоцен–четвертичные базальты представляют собой субафировые породы с микродолеритовым мезостазисом, образованным плагиоклазом, оливином, титанистым авгитом, ильменитом, титаномagnetитом. Плагиоклаз, наиболее ранний, представлен широко столбчатыми, зональными фенокристаллами. Среди темноцветных преобладает Ti–авгит. В основной массе – мелкие лейсты альбитизированного плагиоклаза и мелкие кристаллы моноклинного пироксена.

В корейской части Пектусанского (Чанбайшаньского) плато нижняя часть разреза сложена клинопироксен–порфировыми, умеренно–щелочными базальтами, а верхняя – афировыми толеитами [Федоров, Филатова, 2002]. Базальты являются высокотитанистыми с высоким содержанием фосфора (табл. 3). Они обогащены LILE, но имеют дефицит LREE и отличаются небольшим Ta–Nb максимумом и высоким отношением Zr/Y. На диаграмме Th–Hf–Ta фигуративные точки пород располагаются в поле WPB+E–MORB.

Афировые базальты характеризуются низкими щелочностью и содержанием фосфора, при умеренном содержании TiO₂. Им свойственен Ta–Nb минимум и слабое фракционирование REE (табл. 3; рис. 11).

В северной части вулкана изучены базальты, на которые непосредственно налегают трахитовые лавы вулканического конуса (каньон р. Эрдабайхэ). Здесь они представлены субафировыми разностями, а по составу могут быть отнесены к субщелочным типам с высоким содержанием TiO₂, фосфора и суммы щелочей, равной примерно 6,0 %, с соотношением K₂O/Na₂O = 0.53 (т.е. относятся к натровому типу). Им свойственен также Ta–Nb минимум и дефицит LREE. На дискриминантной диаграмме их точки попадают в поле внутриплитных базальтов, отличаясь более высоким содержанием Sr, но низким – Ba.

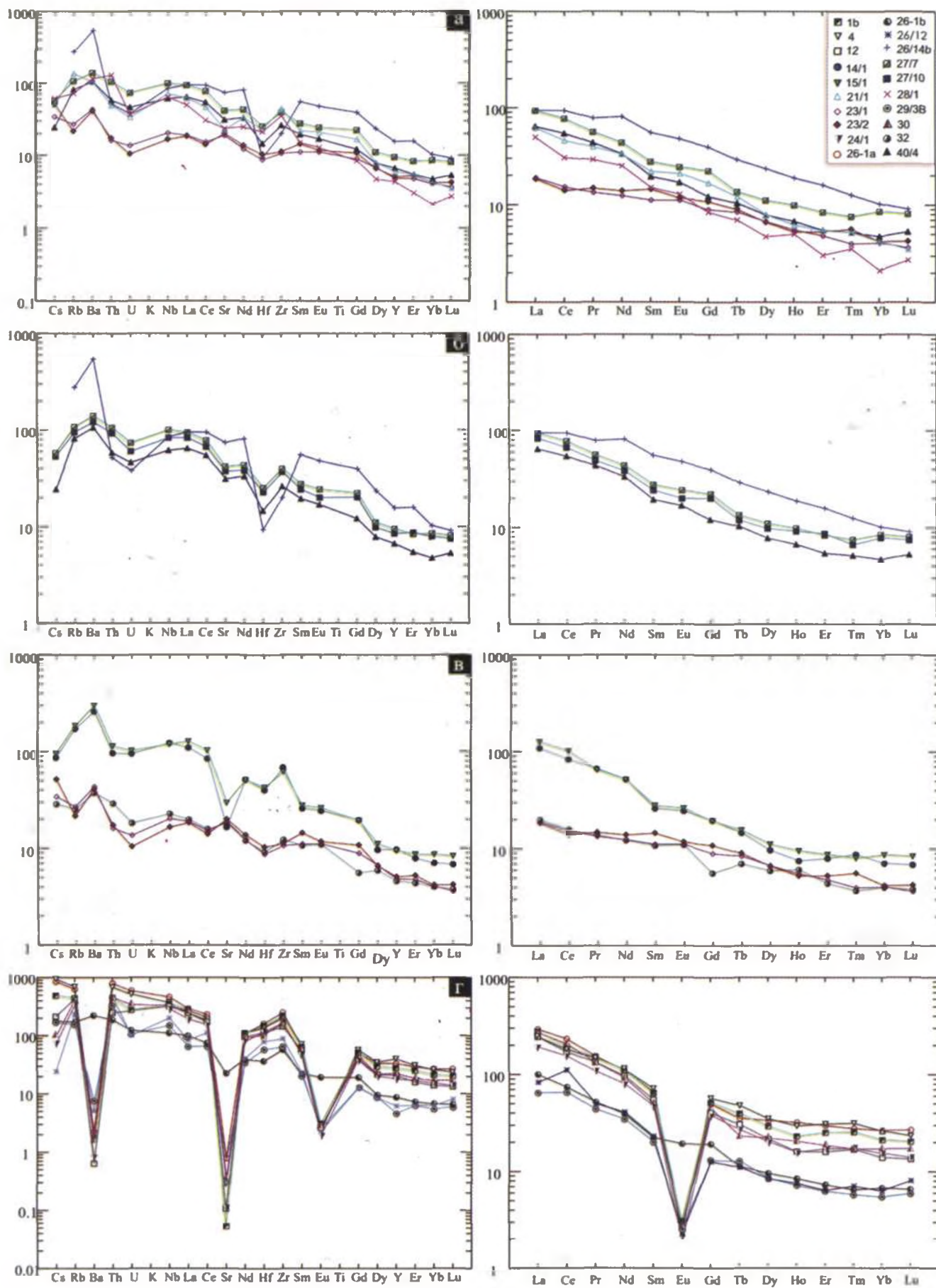
Как отмечалось выше, наиболее ранние извержения трахитов, слагающих основание постройки вулкана Чанбайшань, датированы возрастом 3,11 млн лет.

Следующий этап извержения, с перерывом в 1 млн лет, ознаменовался излиянием лав трахитацитов и выбросом туфов, которые датируются возрастом ≈ 2 млн лет и распространены в юго–западной части вулкана на корейской стороне. После значительного перерыва произошли извержения трахитов и щелочных трахитацитов, их туфов и туфобрекчий, слагающих основную часть конуса и обнажающихся в стенке кратера, а также на внешней стороне. Хорошо представлены они и в обнажениях на северной половине кратера, в районе водопада и вверх по склонам, практически до верхней кромки кальдеры. Это было наиболее объемное извержение (видимая мощность приблизительно измеряется в пределах 600–700 м) за всю молодую историю вулкана.

Почти без перерыва, вслед за этапом мощных извержений трахитов, произошло внедрение базальтовых лав по трещинам в форме трубок взрыва в верхней части вулкана и в виде ареальных многовыходных прорывов к юго–западу и северу от основного конуса, в пределах Чанбайшаньского (Пектусанского) плато.

Мелкие моногенные вулканы хорошо выделяются отложениями шлаковидных бомб различных размеров. По составу они отличаются от древних лав плато Чанбайшань большим количеством крупных кристаллов анортоклаза и санидина и агрегатами мелких кристаллов оливина. Внедрения базальтовых трубок, представленных субщелочными разностями, датированы в широком интервале времени – 280–170 тыс лет назад.

Последующая история формирования вулкана связана с паразитическими конусами (пик Чангун и др.). Как полагают корейские геологи, миграция таких центров хорошо отражена формированием по внешней кромке кальдеры извержений щелочных риолитов, трахитов и черных обсидианов, покровы которых обнажаются в южной половине вулкана, сохранившейся после катастрофического направленного взрыва в 969 ± 20 АД. В результате последнего произошел выброс огромного объема тефры и пемз трахитов, а также более кислых пород. Взрыв



снес вершинную часть вулкана, главным образом, северной половины. Предварительная реставрация, на основе реликтов покровов, залегающих периклинально, показывает, что высота вулкана была значительно больше настоящей, предположительно более 3500 м.

Последующие эксплозивные извержения, датированные радиоуглеродным методом, а также на основе исторических записей в буддийских храмах, указывают, что это были сравнительно небольшие извержения, за исключением выбросов черной тефры щелочных трахитов и пепловых потоков, сформировавших игнимбритоподобные покровы на северном и южном склонах вулкана в 1702 г.

По данным корейских геологов выбросы белой и розовой пемзы завершают этап мощных извержений второй половины второго тысячелетия (1310, 1413, 1597, 1668, 1706, 1898, 1903 гг.).

Петрографический состав щелочных трахитов, комендитов, пантеллеритов и щелочных риолитов изучен крайне слабо. Как правило, они представлены стекловатым матриксом и редкими фенокристами. Трахиты содержат 10–20 объемн. %, комендиты – около 3% фенокристов, главным образом, анортоклаза, фаялита, геденбергита. Кроме того, в них встречаются эгирин–авгиты, базальтическая роговая обманка, баркевикит, единичные листочки биотита, кислого плагиоклаза, таблитчатые кристаллы циркона, игольчатые кристаллы апатита, ильменита. В пантеллеритах и риолитах встречаются вторичный кварц и цеолиты.

Пемзы трахидацитового щелочного состава сложены буровато–прозрачным стеклом с большим количеством различных по размеру пор. Мелкие поры заполнены агрегатами цеолитов. Хорошо видна текстура течения. Вкрапленники представлены прозрачными кристаллами санидина, частично резорбированного, в "заливах" которого присутствует стекло. Отмечаются крупные зональные кристаллы альбита. Темноцветные минералы – эгирит–авгит, содержащий включения стекла, мелкие изометричные зерна фаялита.

Пемзы щелочного трахита внешне не отличаются от трахидацитовой пемзы. В качестве минеральных фаз присутствуют мелкие зерна санидина, фаялита и эгирин–авгита. Пемзы щелочных риолитов отличаются цветом. Они белые или розовые, обладают мелкими порами.

Кроме описанных выше пород, в обломках, а нередко и в пемзах встречаются ксенолиты сиенитов, которых подразделяют на крупно– и среднезернистые, порфиоровидные. По химическому составу они относятся к щелочным нефелиновым сиенитам. Минеральный состав представлен K–Na полевым шпатом двух генераций. Отмечаются мелкие агрегаты нефелина. Темноцветные минералы сиенита – это зональный эгирин–авгит, амфибол (гастингсит), оливин (фаялит). Из аксессуарных минералов присутствуют мелкие зерна апатита, магнетита и циркона [Попов и др., 2005].

Крупнозернистые сиениты отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов и нефелина. Обломки нефелиновых сиенитов несут следы термального метаморфизма.

По химическому составу сиенитам близки стекловатые трахиты, слагающие постройку стратовулкана и имеющие аналогичный состав вкрапленников (Попов и др., 2005).

По микроэлементному составу крупнозернистые сиениты отличаются от трахитов более высокими концентрациями Ba, Sr, F, Cl и пониженными содержаниями Rb, Zr, Nb. Указанные различия в составе сиенитовых обломков могут быть объяснены особенностями кристаллизации в апикальных частях магматической камеры и частичным фракционированием темноцветных минералов.

Анализ данных петрохимии и микроэлементного состава, в том числе содержаний REE, изотопных отношений стронция, неодима и свинца показывает, что комплекс пород базальтового плато Чанбайшань представляет собой бимодальную серию, сформированную с неболь-

Рис. 11. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии (номера проб соответствуют табл. 3): а – базальты вулкана; б – щелочные базальты щитового вулкана (нижний комплекс); в – субщелочные базальты и трахиты щитового вулкана (верхний комплекс); г – щелочно-салические породы (игнимбриты, пемзы, пеплы и др.) этапов: формирование конуса, кальдерного и посткальдерного извержений

шими перерывами в течение плиоцена и в плейстоцен–современную эпохи. Ранние покровные образования представлены субщелочными и щелочными базальтами, а поздние – толеитами и оливиновыми толеитами. Базальты субщелочного и щелочного типа являются высокотитанистыми, с высоким содержанием фосфора, они обогащены LILE при дефиците LREE и небольшим Ta–Nb максимумом, но при высоком отношении Zr/Y. На дискриминантных диаграммах они располагаются в поле внутриплитных образований (WPB+E–MORB).

Толеиты отличаются от щелочных базальтов низким содержанием фосфора и титана, небольшим Ta–Nb минимумом, и более высокими концентрациями HREE относительно LILE, при слабом фракционировании REE.

Трахиты, трахидациты, пантеллериты, комендиты стратовулкана отличаются высоким содержанием щелочей, широкими вариациями отношения K/Na, заметным фракционированием REE ($\text{La/Yb} \geq 15$) и европиевым минимумом, который наиболее резко выражен в пантеллеритах и комендитах.

Новые данные по изотопному датированию вулканических комплексов позволили определить временные интервалы этапов формирования вулкана и выделить циклы наиболее мощных эксплозивных взрывов, в том числе и катастрофических, наметить эволюцию магм, а изотопные характеристики $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\delta^{18}\text{O}$ и спектры несовместимых и REE – определить глубинные источники и их изотопную гетерогенность, и выявить критерии "эксплозивности" щелочно–салических расплавов, с целью прогноза возможных извержений в будущем.

Среди базальтоидов щитового вулкана наиболее древними являются щелочные оливин–пироксеновые базальты с возрастом 2.34 млн лет, слагающие низы покровов (табл. 4). Более молодые, с возрастом 1.70 и 1.41 млн лет, представлены высокотитанистыми, железистыми и щелочными разностями базальтов, для которых характерны повышенные содержания радиогенного стронция (0.705230–0.705374), в то время как отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ меняется мало (0.512605–0.512692). Вышележащие субщелочные базальты с возрастом 1.01–1.20 млн лет отличаются более низким содержанием титана, железа, щелочей и стронциевых отношений (0.704452–0.704550) и малой вариацией величин отношения неодима. Следующая группа щелочных базальтов с возрастом 330–245–240 тыс лет представлена силлами, дайками и жерловинами, прорывающими породы трахитового конуса вулкана. Они характеризуются более радиогенным стронцием, чем субщелочные базальты, но менее радиогенным, чем щелочные и высокотитанистые базальты низов и середины разреза щитового вулкана (0.704770–0.704910). По соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ эти породы находятся в пределах тех же величин, что и базальты щитового вулкана (0.512605–0.512682). Трубки трахибазальтов с возрастом 100–125 тыс лет встречаются на северном и западном склонах вулкана и по стронциевым соотношениям находятся близко к субщелочным базальтам щитового вулкана, но значительно ниже – по отношениям $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Приведенные данные показывают гетерогенный характер изотопных источников, в особенности, в отношении радиогенного стронция. На диаграмме изотопных отношений стронция и неодима (рис. 12) можно выделить три обособленных поля, представляющих резервуары, питающие щелочной базальтоидный вулканизм Чанбайшаня: резервуар, обогащенный изотопами в системе Rb–Sr и, в меньшей степени, Sm–Nd. Наиболее близким по изотопным характеристикам является мантийный резервуар BSE, который рассматривается как источник плюмового вулканизма [Hofmann, 1997], относящийся к наиболее глубинному, материал которого поступает, возможно, с границы нижней мантии и ядра. Щелочные высокотитанистые базальтоиды (особенно породы обр. 26/14 б) по петрогеохимическим и изотопным характеристикам (табл. 4) близки к производным нижнемантийных плюмов [Грачев, 2000]. Субщелочные базальты верхней части щитового вулкана попадают в область, близкую к источникам пород

Таблица 4

**Отношения несовместимых элементов в щелочно-базальтовых комплексах
и трахит-пантеллерит-комендит и щелочно-риолитовых дифференциатах**

	4	26-1a	26-1б	1д	3-1	3а	38/3	38/4	37/13	16	1г	28/46	1и/м	29/3в	26/12	28/1	28/2	176
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Rb/Sr	75,95	22,95	0,22	61,77	24,62	28,42	74,30	12,77	13,15	173,40	61,91	54,37	0,15	6,30	21,92	0,09	23,93	7,01
Sm/Nd	0,21	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,18	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18
U/Pb	0,27	0,33	0,24	0,36	0,21	0,18	0,31	0,30	0,25	0,18	0,26	0,25	0,21	0,24	0,12	0,14	0,15	-
Th/U	5,28	5,44	6,10	11,55	11,78	5,37	5,01	5,62	5,83	6,58	9,88	11,29	5,50	12,51	18,16	14,11	7,52	-
Nb/Y	1,54	2,31	2,09	2,40	2,94	2,13	2,88	1,98	2,25	2,08	2,40	3,06	1,81	5,24	5,49	2,51	5,08	2,52
Ta/Yb	-	1,46	1,60	1,28	1,79	1,10	1,30	0,79	0,72	1,03	1,18	1,78	-	1,93	2,33	2,17	1,74	-
Ba/Nb	0,04	0,05	19,45	0,11	0,11	0,11	0,06	0,50	0,45	0,02	0,11	0,06	2,68	0,49	0,25	17,49	0,05	0,44
La/Nb	0,64	0,61	0,88	0,63	0,67	0,72	0,71	1,15	0,87	0,78	0,63	0,51	0,95	0,42	0,40	0,75	0,57	0,82
Ba/La	0,07	0,08	22,12	0,17	0,17	0,15	0,08	0,44	0,52	0,02	0,17	0,12	2,81	1,16	0,61	23,22	0,09	0,54
Ba/Th	0,18	0,20	83,95	0,86	0,33	0,83	0,35	2,46	2,38	0,10	0,65	0,16	13,93	1,62	0,80	63,62	0,33	-
Rb/La	2,48	1,91	1,51	1,85	1,50	1,46	1,84	1,65	2,04	1,40	1,88	2,03	1,70	2,11	2,49	1,28	2,02	1,48
Ce/Pb	6,86	9,50	10,44	41,96	8,51	9,38	0,13	0,23	0,22	9,14	19,50	6,93	10,14	10,51	9,73	8,67	9,95	-
(La/Yb) _н	20,03	23,55	31,46	27,26	34,24	26,21	9,73	14,42	10,11	27,98	27,27	24,92	32,72	25,34	28,12	49,83	27,95	35,41

	20	28/19a	21/1	7	12	24/1	30	9	14/1	15/1	32	23/1	23/2	27/7	27/10	26/14б	40/4	40/3
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Rb/Sr	0,30	0,02	0,02	0,18	103,62	111,78	117,59	31,13	2,73	0,18	0,04	0,04	0,03	0,08	0,07	0,11	0,08	0,05
Sm/Nd	0,17	0,30	0,30	0,22	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,29	0,30	0,34	0,21	0,21	0,22	0,20	0,20
U/Pb	-	0,15	0,15	0,05	0,22	-	-	0,26	-	0,16	0,21	0,08	0,01	0,23	0,23	0,05	0,25	0,11
Th/U	-	7,17	7,17	5,94	8,92	-	-	5,34	-	4,46	6,40	4,47	6,65	5,75	6,13	5,46	5,06	10,03
Nb/Y	2,05	0,69	0,69	1,99	2,89	2,55	2,66	2,44	2,42	2,07	0,79	0,13	0,53	1,76	1,60	0,89	1,54	1,78
Ta/Yb	-	0,89	0,89	-	-	-	-	1,53	-	0,96	0,77	0,44	-	0,97	0,90	0,87	0,78	1,03
Ba/Nb	20,47	17,50	17,50	14,18	0,02	0,02	0,03	0,05	1,09	24,21	15,99	18,57	23,86	13,55	14,07	61,72	16,61	17,74
La/Nb	0,87	0,93	0,93	0,84	0,53	0,74	0,65	0,80	0,91	1,04	0,85	0,90	1,08	0,92	0,97	1,09	1,02	0,96
Ba/La	23,57	18,75	18,75	16,85	0,03	0,03	0,04	0,06	1,21	23,37	18,83	22,81	22,18	14,80	14,54	56,84	16,33	18,39
Ba/Th	-	101,15	101,15	149,98	0,12	0,21	-	0,25	-	186,61	91,48	190,28	168,43	94,48	93,59	744,13	129,01	161,63
Rb/La	1,37	0,93	0,93	1,94	2,07	1,55	1,57	1,34	1,52	1,27	1,10	1,22	1,06	1,00	1,00	2,60	1,12	1,05
Ce/Pb	-	11,63	11,63	5,00	15,07	8,75	-	11,58	-	11,90	13,07	6,39	1,23	-	-	-	0,38	0,42
(La/Yb) _н	32,64	11,04	11,04	31,23	27,47	37,42	26,76	33,64	49,23	31,11	10,51	9,91	9,34	12,60	13,49	5,10	14,87	15,09

океанических островов (OIB), т.е. с менее радиогенным стронцием, но, предположительно, с участием компонента DMM. Трахибазальты жерловин с возрастом 100–125 тыс лет, внедрение которых предвещает кальдерный этап, характеризуются менее радиогенными изотопами стронция, но более радиогенным неодимом в сравнении с другими базальтоидами вулкана (0.704351 и 0.512597, соответственно), что предполагает участие компонента DMM и EM-1 (табл. 4, 5 рис. 12).

Данные по содержанию несовместимых элементов и особенно REE (табл. 3), отраженные на спайдердиаграммах, подчеркивают геохимические особенности, свойственные каждой группе базальтов различных этапов проявлений и условий генерации магмы (рис. 11, 12).

Различия в содержаниях несовместимых элементов в породах вулкана Чанбайшаня, их соотношения в сравнении с мантийными источниками позволяют выяснить природу мантийных источников (табл.). Щелочные базальты вулкана Чанбайшань имеют высокие Rb/Sr, но более низкие Sm/Nd и U/Pb отношения, чем характерно для примитивной мантии. Несовпадение между ними и сопоставление с щелочными базальтами рифтовой системы Таньлу [Zang, Suddaby, Thompson et al., 1995] позволяют предполагать, что отношения эти могли быть модифицированы вмещающими их породами или субдуцированными осадками океанической плиты (Кулу). Но изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Сахно, в печати] для некоторых базальтов

Данные по изотопии Sr, Nd, Pb и $\delta^{18}\text{O}$ пород вулкана Чанбайшань

Этап	Цикл	Порода, фация	Образец	Возраст	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\delta^{18}\text{O}$
Поскальдерный	II	Пемза риолита	4	1903 г.	0,705579±12	0,512583±5	17,482±2	15,532±2	37,861	5,9
		Пемза риолита	ПК-4	1903 г.			17,584±2	15,577±2	37,958±5	-
		Пемза трахита в комендите	26/1a	1903 г.	0,704960±13	0,512598±5	17,543±2	15,538±3	37,913	5,1
		Пемза трахита в комендите	ПК-26/1a-1	1903 г.			17,576±2	15,557±2	37,902±5	-
		Пемза трахита из комендита	26/1б	1903 г.	0,705160±11	0,512608±6	17,538±2	15,535±3	37,894	6,1
	I	Игнимбрит, трахит	3 а	1702 г.	0,705300±12	0,512662±10				4,5
		Игнимбрит трахит	38/4	1702 г.	0,705416±10	0,512595±6				
	IV	Пантеллеритовый туф, игнимбрит	1г	969±20 AD	0,705854±12	0,512610±3	17,591±17	15,548±14	37,887±36	5,0
		Шлаки, обломки, пеплы комендита, пантеллерита	1б	969±20 AD	0,705678±6	0,512630±6	17,551±2	15,540±2	37,924±5	5,8
	III	Пеплы, трахит	28/4б	>2000 BP	0,705270±22	0,512637±8	17,564±3	15,547±2	37,882±6	6,2
Кальдерный		Тефра, обломки трахита	29/3в	0,040-0,065±0,03	0,704639±7	0,512617±8	17,562±6	15,542±5	37,858±12	6,3
		Игнимбрит, сев. склон	44	0,060±0,02		0,512630	17,556	15,540	37,926	
		Трахит, брекчия, каньон	48/1	0,03±0,3			17,562	15,548	37,946	
		Трахит, брекчия, каньон	48/2	0,055±0,015		0,512619±10	17,564	15,542	37,926	
		Трахит, обломок брекчии, каньон	51/3	0,170±0,08		0,512619±10				
	II	Пемза трахита из брекчии	1 и	0,065±0,015	0,705470±22	0,512611±11	17,528±10	15,523±10	37,870±10	5,8
		КПШ из пемзы обр. 1 и	1и	0,090±0,015						6,0
		Трахит, поток, зап. склон	26/15а	0,065±0,015	0,703849	0,512698±8	18,042	15,552	38,277	-
		Трахит, поток, зап. склон	26/15б	0,065±0,015			17,513±8	15,526±7	37,811±17	-
		Трахит, поток, зап. склон	26/16а	0,065±0,015	0,705772±16	0,512635±7	17,517	15,534	37,910	5,4
Формирование конуса вулкана		Трахит, поток, зап. склон	26/12	0,095±0,015	0,704285±12	0,512552±8	17,531	15,526	37,880	7,1
		Трахит, поток, зап. склон	ПК-26/12а	0,095±0,015			17,549±2	15,549±2	37,875±4	-
		Трахит, поток, зап. склон	28/1	0,100-0,125±0,025	0,704351±11	0,512597±6	17,536	15,554	37,911	5,1-6,3
		Трахит, базальт, трубка, сев. склон	ПК-28/1а	0,100±0,05			17,554±10	15,553±9	37,852±23	-
		Трахиты, покров	20	0,135±0,025	0,704898±17	0,512607±4	17,551±8	15,540±3	37,924	5,1
	III	Игнимбрит трахита, зап. склон	38,3	0,140±0,015	0,705348±10	0,512621±6	17,544±8	15,540±3	37,871±18	5,8
		Трубка щелочных базальтов	21/1	0,245±0,03	0,704830±13	0,512642±11	17,472±11	15,531±11	37,883±11	6,0
		Трубка щелочных базальтов	28/19а	0,245±0,03	0,704720±10	0,512682±7	17,382±10	15,546±10	37,773±11	6,1
	II	Трубка щелочных базальтов	28/20б	0,240±0,03	0,704910±11	0,512638±9	17,734	15,551	38,066	6,1
		Базальт, трубка, зап. склон	47/1	0,240±0,03		0,512596±15	16,746	15,438	36,685	-
Щитовой вулкан	I	Силл щелочного базальта	40/3	0,330±0,050	0,704870±11	0,512605±6	17,541±2	15,532	37,805±4	6,2
		Трахит, покров	30	0,545±0,05	0,705630±20	0,512597±7	17,696	15,510	37,953	5,8
		Трахит, покров	14/1	1,00±0,05	0,705130±15	0,512646±11	18,092	15,552	38,277	6,4
	III	Трахит, поток	32	1,01±0,2	0,704550±15	0,512668±8				6,3
		Субщелочной базальт, покров	23/2	1,20±0,25	0,704452±22	0,512686±11	17,533±19	15,532±19	37,727±19	6,3
		Fe-Ti щелочной базальт, покров	27/7	1,41±0,05	0,705270±23	0,512614±7				6,1
	I	Fe-Ti щелочной базальт, покров	27/10	1,43±0,05	0,704560±13	0,512469±6	17,686±22	15,506±22	37,913±22	6,3
		ПК-27/10а		1,43±0,05			17,726±6	15,556±6	38,009±13	-
		Ti-Fe щелочной базальт, покров	26/14б	1,70±0,05	0,705230±13	0,512605±9	17,714±4	15,560	37,980	6,6
		Ti-Fe щелочной базальт, покров	ПК-26/14б-1	1,70±0,05			17,642±4	15,574±3	37,877±7	-
		Щелочной базальт, покров	40/4	2,34±0,11	0,705374±10	0,512692±2	17,712±4	15,940±6	38,122±8	6,1

Примечание. Изотопия Nd и Sr выполнена в СибГЕОХИ (г. Иркутск) на масс-спектрометре "Finnigan 262" Аналитик: Г.П. Сандиминова

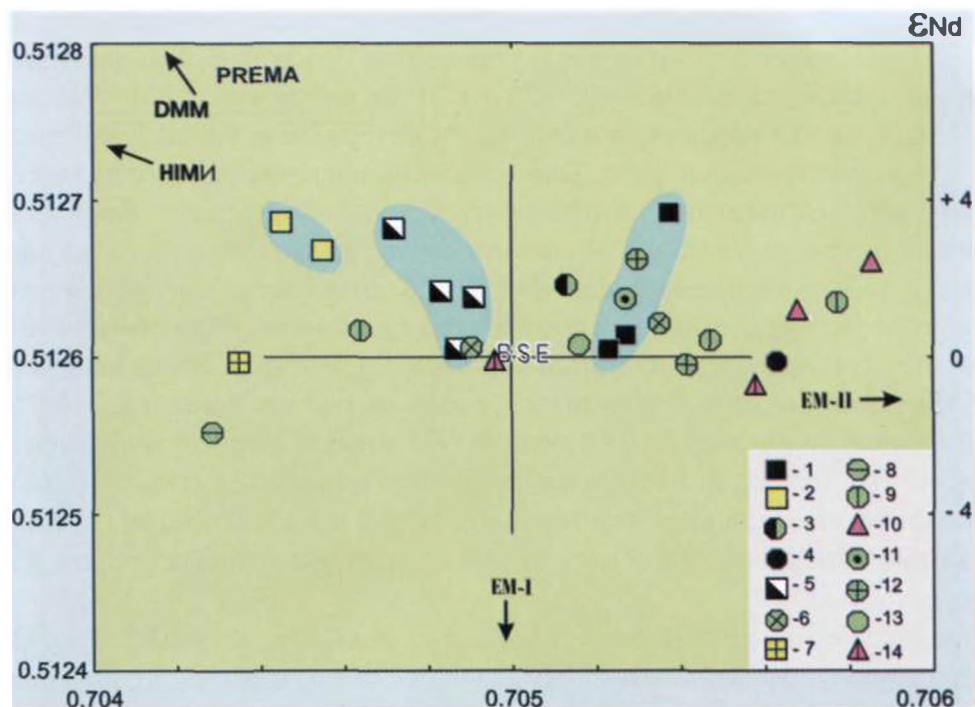


Рис. 12. Положение щелочных пород вулкана Пектусан на диаграмме изотопных отношений Sr-Nd-мантийных корреляций. Базальты и трахиты щитового вулкана щелочные (нижние) базальты (1), субщелочные (верхние) базальты (2), трахиты (3); вулканиты этапа формирования конуса вулкана: трахиты основания (4), щелочные базальты жерловин (5); Кальдерный этап: кальдерные игнимбриты трахитов, 140 тыс. лет (6), дайки трахибазальтов, 100-125 тыс. лет (7), игнимбриты трахитов, 95 тыс. лет (8), игнимбриты и пемзы трахитов, 40-65 тыс. лет (9), игнимбриты, пеплы трахитов, ≈ 2 тыс. лет (10), комендиты, пеплы, 969 ± 20 (11); Посткальдерный этап: игнимбриты трахитов 1702 г. (12), пемзы трахитов 1903 г. (13), риолиты, комендиты (пеплы, пемзы, лапилли) 1903 г. (14)

вулкана не позволяют предполагать участие радиогенных (по стронцию) осадков в генезисе магм, так как нет соответствия между повышением радиогенного стронция и свинца. Для субщелочных базальтов верхней части щитового вулкана соотношения Rb/Sr, Sm/Nd и U/Pb частично совпадают с примитивной мантией в одних случаях, в других – с MORB, а в третьих – с OIB. Таким образом, подтверждаются данные изотопии об участии различных источников в генерации базальтоидных расплавов щитового вулкана и жерловин, прорывающих конус.

На диаграммах La/Nb и Ba/Nb базальтоиды Чанбайшаня образуют тренд, который близок, с одной стороны, к тренду OIB и четвертичных щелочных базальтов рифта Таньлу [Zang, Suddaby, Thompson et al., 1995], частично его перекрывая, но в целом расположен несколько выше последнего. Особенно это свойственно щелочным базальтам. Они располагаются вблизи поля фигуративных точек слюдястых кимберлитов. На диаграмме K/Yb–Ta/Yb тренд базальтов вулкана Чанбайшань смещен относительно OIB в область более высоких отношений K/Yb, что является следствием низкого содержания HREE. Высокие Nb/HREE и Ta/HREE отношения могут быть обусловлены низкой степенью частичного плавления субстрата. Отношения других несовместимых элементов (табл. 5), в целом, подтверждают приведенные выше предположения о различных глубинных источниках базальтоидных расплавов.

Трахиты и другие щелочно-салические породы (пантеллериты, комендиты и риолиты), слагающие верхнюю часть щитового вулкана и конус Чанбайшаня, представляют собой камерные дифференциаты щелочных базальтовых расплавов. Объем извергнутых трахитовых расплавов по отношению к основным составляет не более 3 %, а объем более кремнекислых щелочных пород (пеплы и тефра) не превышает 1% от объема трахитов [Сахно, 2007]. Механизм камерной дифференциации как основных, так и щелочно-салических расплавов от цикла к циклу подтверждается на диаграммах REE (рис. 11).

Анализ изотопных данных в щелочно-салических лавах и пирокластических породах (табл. 5, рис. 12) показывает, что они характеризуются более широкой вариацией в отношении радиогенного стронция (0.70450–0.705678). В то время как $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ меняется мало (0.512552–0.51262), т.е. эти параметры находятся в интервале величин, свойственных для родоначальных базальтоидных расплавов. Более высокие значения радиогенного стронция свойственны либо трахитам, слагающим верхнюю часть щитового вулкана, близких по возрасту к подстилающих их базальтам (1.00 и 1.01 млн лет соответственно), либо началу формирования трахитового конуса. Повышение соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечается для пеплов и тефры эксплозий (например, извержение пеплов риолитов в 1903 г.). Однако эти особенности проявляются не всегда. Это свойственно и для изотопов неодима с некоторым повышением радиогенного неодима (табл.5), особенно в эксплозиях игнимбригов 95 тыс лет назад и другие.

Данные по изотопии кислорода [Hofmann, 1997] показывают, что величины $\delta^{18}\text{O}$ остается на уровне мантийных меток, но несколько снижаются в наиболее кремнекислых салических пеплах катастрофических эксплозивных извержений (5.0 и 5.1 969 г. и 1903 г., соответственно), а также эксплозий игнимбригов, т.е. в продуктах, извержения которых сопровождаются высокой газонасыщенностью.

Можно предположить, что высокое содержание флюидов, особенно H_2O , Cl и F является одним из факторов дифференциации расплава (ликвации) и провоцирования эксплозивной фазы извержений. Как установлено, высокая концентрация газов отмечается в комендитах, пантеллеритах и риолитах циклов катастрофических извержений вулкана Чанбайшань.

В заключении следует подчеркнуть, что выявленная гетерогенность мантийных источников в базальтоидах вулкана Чанбайшань не является необычным для магматических проявлений Дальнего Востока. Она отмечается для извержений базанитов, лейцититов и других калиевых вулканов – Удалянчи, Келуо, Болонь и др., связанных с Восточно-Азиатским суперплюмом в виде вулканических проявлений уже в позднем мезозое, но наиболее активная фаза вулканизма была в позднем миоцене, позднем плейстоцене и голоцене [Горячев, 2000; Сахно, 2001, 2007; Ярмолюк и др., 2000; и др.).

Проявления мантийных неоднородностей характерны не только для океанических, но и континентальных суперплюмов [Когарко, Лебедев, Левский, 2007].

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ЛОНГАН

Западнее щитового вулкана Чанбайшань располагается вулканический центр Лонган, представленный базальтовыми ареальными излияниями щелочных базальтов и толеитов щитового вулкана. Здесь известно более 200 конусов моногенных вулканов на площади более 1200 км [Liu, 1987; Федоров, 2006; Hsu et al., 2000]. На плато выделяются поздне-плейстоценовые и голоценовые потоки, которые в общей сложности слагают протяженное вытянутое в северо-восточном направлении плато, которое согласуется с генеральным простираанием разломной системы Таньлу (рис. 13).

Фундаментом, на котором располагается массив Лонган, являются архейские и раннепротерозойские кристаллические породы Северо-Китайской платформы.

Один из активных центров базальтоидного вулканизма плато расположен вблизи г. Чинью. В отличие от массива Чанбайшань плато характеризуется слабодифференцированными высокотитанистыми щелочными оливин-пироксеновыми базальтами, в которых сохраняются шпинель-лерцолитовые включения. Нижние части покрова слагают толеиты гиперстен-кварц-нормативного состава. Химический и микроэлементный составы базальтоидов этого центра от других центров Чанбайшанского ареала отличаются низкими концентрациями таких мантийных элементов, как хром и никель. Это свойственно для щелочных базаль-

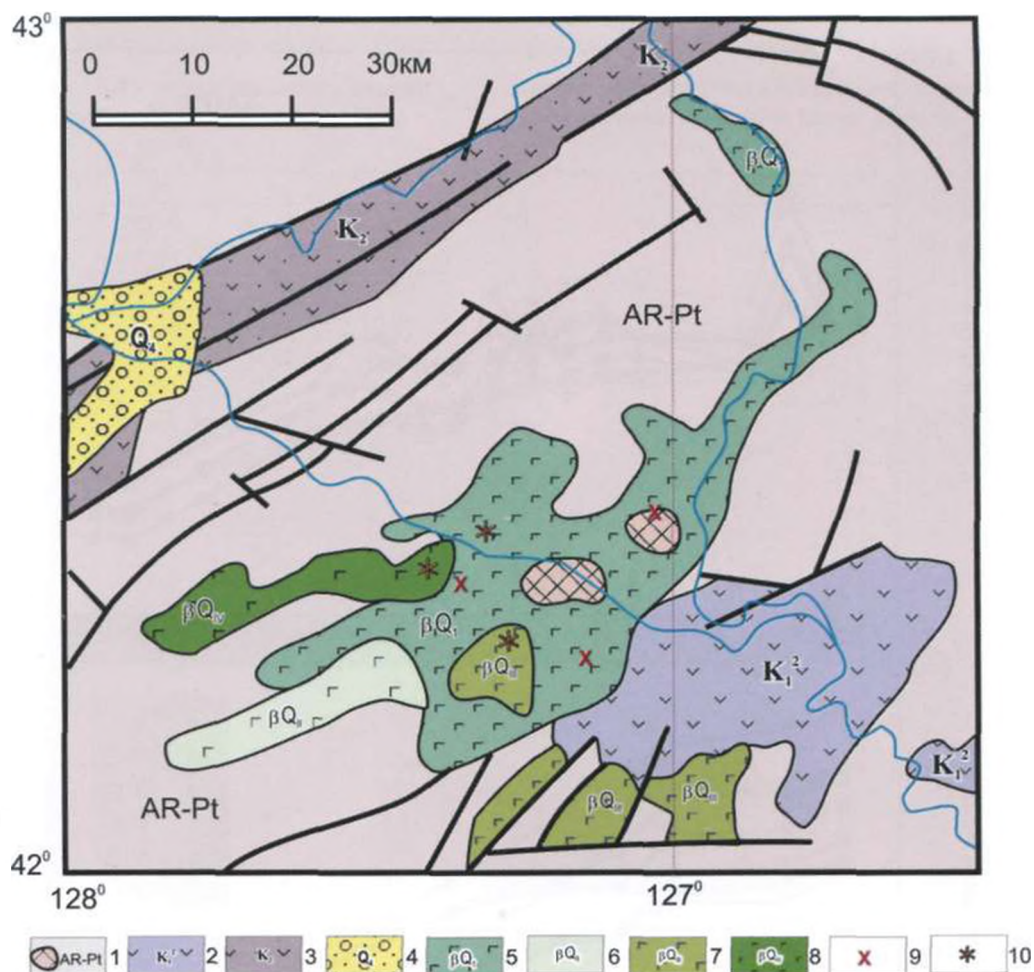


Рис. 13. Схема строения вулканического центра Лонган (Liu, 1988)

тов, но отмечаются повышенные содержания Nb, LREE и HREE (табл. 6, рис. 14). Шпинелевые лерцолиты в лонганских щелочных базальтах по данным микроэлементов и изотопии Sr, Nd разделяются на две группы: деплетированные с высокими отношениями изотопов неодима и низкими – стронция и низкими LREE; и группа включений, характеризующаяся обогащенными микро- и редкоземельными элементами и высоким стронциевым и низким неодимовым отношениями. На основе Sr и Nd изотопии и геохимии REE лерцолитовых включений и базальтов (толеитов и соответственно щелочных базальтов) можно заключить, что базальтоиды были производными из различных мантийных источников при различной степени парциального плавления лерцолитовой мантии [Hsu et al., 2000]. Эта модель более убедительна на примере Ванцинских шпинелевых лерцолитов, встречающихся в базанитах и щелочных базальтах вулканов, расположенных к северу от Чанбайшанского ареала. На основании этих данных [Hsu et al., 2000] предполагается, что уровень генерации этих двух базальтов был различным, как и глубинный источник. В одном случае это был источник, близкий к EM-1, в другом – DMM (MORB) (рис. 9).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ АНТУ И ХЭЛУН

К северу от вулканического массива Чанбайшань располагаются два небольших покрова Анту и Хэлун, возможно, представляющих некогда более крупное плато или щитовой вулкан.

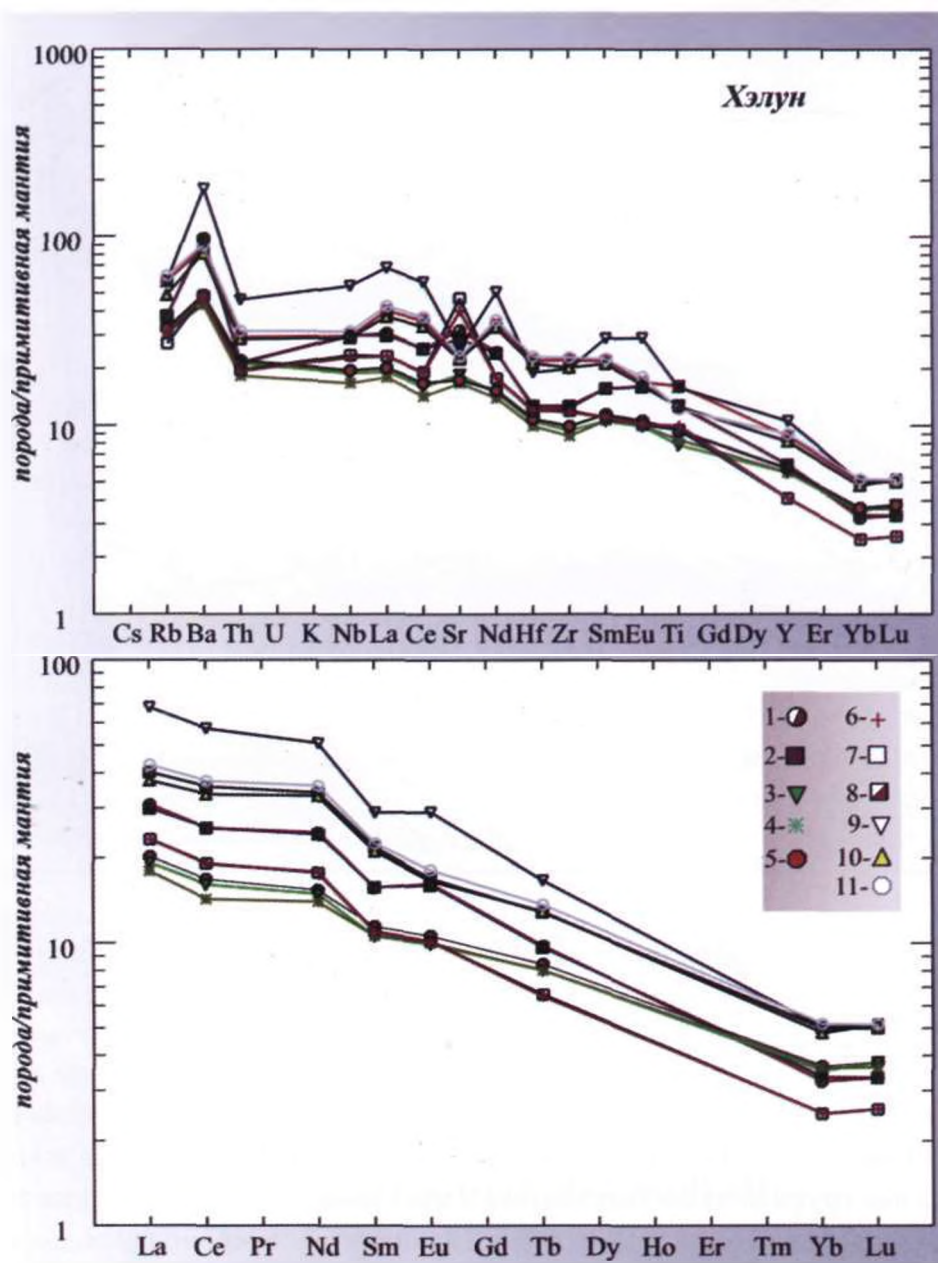


Рис. 14. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии (номера проб соответствуют табл. 8)

Вулканические центры Анту и Хэлун представляют собой небольшие по площади покровы, близкие по времени формирования (плиоцен) [Hsu et al., 2000] (рис. 9).

Плато Анту сложено щелочными базальтами, для которых характерны вариации содержания титана (от 2.5 до 1.3 %), высокие концентрации магния ($Mg^{\text{т}}$ от 57.0 до 59.43) и суммы щелочей, при соотношении $Na_2O > K_2O$. Соответственно концентрации Sr, Ni и V также высокие. На диаграмме Nb–Zr–Y они группируются в поле внутриплитных щелочных типов. Для них свойственен и спектр редкоземельных элементов на спайдерграммах, типичных для внутриплитных базальтов.

Базальты плато Хэлун относятся к кварцевым толеитам, соответственно редкоземельный и микроэлементный составы, также как и изотонный стронция и неодима, располагаются близко к полю деплетированных базальтов MORB, несколько смещаясь к EM–1, а на диаграммах Nb–Zr–Y они образуют широкое поле и ложатся в поле внутриплитных толеитов WPT и RMORB (плюм–MORB).

Таблица 6

Химический (масс %) и микроэлементный (ppm) состав базальтоидов Лонган [Hsu et al., 200]

	1	2	3	4
SiO ₂	50.41	50.99	53.71	54.50
TiO ₂	3.10	3.03	1.42	1.21
Al ₂ O ₃	15.95	15.76	15.26	15.63
ΣFeO	11.65	11.30	10.29	10.23
MnO	0.17	0.16	0.15	0.15
MgO	4.48	4.66	6.95	6.90
CaO	5.24	5.22	6.92	6.99
Na ₂ O	3.64	3.50	3.12	3.12
K ₂ O	2.17	2.09	0.41	0.37
P ₂ O ₅	0.65	0.70	0.18	0.18
Ппп	1.67	1.59	0.27	0.21
Сумма	99.13	99.02	98.70	99.49
Mgvalue	31.57	33.12	44.77	44.74
K ₂ O/Na ₂ O	0.60	0.60	0.13	0.12
Rb	48	47	11	10
Sr	391	384	337	337
Ba	847	844	226	216
Li	11.8	13.4	9.6	9.6
Sc	25.2	25.4	28.3	28.6
V	257	262	189	187
Cr	9	11	318	333
Ni	6	8	139	140
Co	38.1	39.9	39.0	43.5
Zn	136	137	105	104
Cu	14	13	33	34
Y	42	43	25	24
Zr	292	290	86	80
Hf	7.29	7.17	2.33	2.17
Nb	49.3	48.4	7.5	6.9
Pb	9.1	7.3	3.1	2.9
Cd	0.21	0.19	0.14	0.13
Th	4.98	5.02	1.13	1.08
La	44.5	44.9	11.9	7.8
Ce	91.4	90.9	25.5	17.2
Nd	53.0	52.8	16.3	13.1
Sm	9.68	7.28	3.91	3.62
Eu	2.89	2.97	1.39	1.32
Tb	1.43	1.43	0.81	0.73
Yb	2.53	2.50	1.54	1.47
Lu	0.40	0.41	0.26	0.24
Sr/Nd	7.4	7.3	20.7	25.7
Zr/Nb	5.92	6.00	11.41	11.60
Th/Nb	0.10	0.10	0.15	0.16
Zr/Hf	40.0	40.5	36.8	36.8
Ba/Th	170	168	200	199
Ba/Nb	17.2	17.4	30.1	31.3
Sm/Yb	3.82	2.91	2.54	2.46
Ba/La	19.0	18.8	19.1	27.7
Ce/Pb	10.09	12.51	8.23	5.86
(La/Yb) _N	12.6	12.9	5.5	3.8

Таблица 7

Химический (масс %) и микроэлементный (ppm) состав вулканических пород плато Анту (Hsu et al., 2000)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49.99	49.99	51.35	51.77	52.14	51.92
TiO ₂	2.49	1.46	1.45	1.33	1.31	1.39
Al ₂ O ₃	15.95	15.45	15.32	15.01	14.42	15.07
ΣFeO	8.02	8.01	8.04	7.93	8.27	7.92
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	8.91	8.65	8.51	8.85	10.10	9.28
CaO	7.89	7.79	7.96	8.04	7.88	8.21
Na ₂ O	3.26	3.42	3.28	3.54	3.26	2.49
K ₂ O	1.93	2.03	2.33	1.92	1.36	1.82
P ₂ O ₅	0.44	0.50	0.55	0.44	0.44	0.45
Ппп	1.39	1.22	1.31	1.42	1.62	1.50
Сумма	100.41	98.64	100.24	100.40	100.94	101.20
Mgvalue	57.13	56.44	55.95	57.25	59.43	58.44
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.59	0.71	0.54	0.42	0.73
Li	9.6	9.6	10.1	10.1	8.5	8.5
Sc	28.7	30.6	32.6	34.9	32.9	38.4
V	216	229	236	239	223	252
Cr	601	608	634	619	655	636
Co	39.4	40.8	44.8	45.7	43.9	43.9
Ni	143	141	138	137	197	149
Cu	44	41	38	37	30	41
Zn	78	78	83	78	77	78
Rb	74	84	85	73	64	78
Sr	822	795	809	809	843	897
Y	21	22	22	23	21	21
Zr	142	153	154	150	137	127
Nb	28.9	30.7	30.6	30.5	27.1	22.2
Ba	537	546	573	568	517	507
La	21.3	22.4	22.9	22.7	20.6	17.2
Ce	44.5	46.6	47.3	47.2	43.7	37.0
Nd	27.6	28.1	28.8	28.3	25.9	23.8
Sm	5.17	5.32	5.40	5.28	5.05	4.65
Eu	1.60	1.58	1.68	1.65	1.54	1.44
Cd	0.18	0.28	0.22	0.18	0.18	0.20
Tb	0.74	0.78	0.79	0.78	0.72	0.69
Yb	1.53	1.59	1.62	1.56	1.41	1.54
Lu	0.24	0.25	0.26	0.25	0.24	0.24
Hf	3.87	4.09	4.05	3.94	3.49	3.25
Pb	7.1	7.0	6.1	6.0	6.0	7.7
Th	3.49	3.76	3.74	3.55	3.07	2.69
K/Na	0.59	0.59	0.71	0.28	0.42	0.73
K/Ti	0.78	1.39	1.61	1.44	1.04	1.31
Cr/Ni	4.20	4.31	4.59	4.52	3.32	4.27
Sr/Rb	11.11	9.46	9.52	11.08	13.17	11.50
Ce/Yb	29.08	29.31	29.20	30.26	30.99	24.03
Nb/Yb	18.89	19.31	18.89	19.55	19.22	14.42
Zr/Yb	92.81	96.23	95.06	96.15	97.16	82.47
Ba/Nb	18.58	17.79	18.73	18.62	19.08	22.84
Rb/Sr	0.09	0.11	0.11	0.09	0.08	0.09
Sm/Nd	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20
Nb/Y	1.38	1.40	1.39	1.33	1.29	1.06
La/Nb	0.74	0.73	0.75	0.74	0.76	0.77
Ba/La	25.21	24.38	25.02	25.02	25.10	29.48
Ba/Th	153.87	145.21	153.21	160.00	168.40	188.48
Rb/La	3.47	3.75	3.71	3.22	3.11	4.53
Ce/Pb	6.27	6.66	7.75	7.87	7.28	4.81
(La/Yb) _N	10.0	10.1	10.1	10.4	10.5	8.0

Химический (масс %) и микроэлементный составы вулканических пород провинции Хэлу (Hsu et al., 2000)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53.35	53.71	54.50	54.35	55.14	52.99	53.56	53.71	53.56	53.56	54.50
TiO ₂	2.39	2.42	1.49	1.59	1.78	1.88	1.79	3.06	3.00	2.39	2.31
Al ₂ O ₃	15.98	15.66	14.86	14.75	14.86	18.16	18.85	15.13	14.75	15.63	15.38
ΣFeO	9.46	9.96	10.19	9.87	9.80	7.48	7.48	9.74	11.69	9.92	9.76
MnO	0.13	0.14	0.16	0.14	0.15	0.11	0.11	0.14	0.18	0.15	0.14
MgO	5.32	5.60	6.66	6.52	6.57	5.49	5.52	4.79	5.20	4.79	4.75
CaO	7.64	7.79	7.49	7.59	7.47	9.73	8.31	6.55	7.19	6.94	6.77
Na ₂ O	3.70	3.62	3.29	3.23	3.28	3.29	3.23	3.30	3.58	3.29	3.35
K ₂ O	1.10	1.16	0.78	0.62	0.74	0.85	0.84	1.53	1.69	1.35	1.52
P ₂ O ₅	0.67	0.63	0.32	0.24	0.32	0.28	0.34	0.54	1.60	0.64	0.67
Ппп	0.11	0.01	0.43	0.16	0.16	0.13	0.13	0.64	0.25	0.57	0.68
Сумма	99.68	100.69	100.16	99.05	100.28	100.40	100.16	99.13	100.69	99.23	99.85
Mg	40.29	40.29	43.93	44.23	44.58	46.86	46.98	37.13	34.82	36.68	36.87
K ₂ O/Na ₂ O	0.30	0.31	0.24	0.19	0.23	0.26	0.26	0.46	0.47	0.41	0.45
Rb(ppm)	21	21	18	17	18	17	15	32	32	27	34
Sr	601	539	351	317	330	762	890	425	479	425	438
Ba	611	591	292	272	305	295	302	542	1124	507	561
Li	8.0	7.4	9.0	9.6	9.6	8.0	7.4	11.8	8.5	12.8	11.8
Sc	20.2	21.2	21.3	23.0	24.0	18.0	17.5	22.9	22.7	20.5	22.0
V	170	174	151	158	166	137	136	172	207	161	175
Cr	167	182	338	329	340	170	182	135	77	142	140
Ni	69	80	151	137	144	98	93	66	31	64	61
Co	40.3	35.0	40.8	40.8	45.7	31.8	37.6	31.8	35.9	41.7	34.1
Zn	105	108	109	108	112	81	77	117	119	123	123
Cu	28	25	44	39	41	29	31	27	17	28	28
Y	24	24	22	22	23	16	16	34	41	32	35
Zr	121	124	92	86	97	115	117	217	195	199	223
Hf	3.46	3.55	2.95	2.77	3.02	3.37	3.34	6.15	5.34	5.99	6.46
Nb	19.3	19.5	12.3	10.9	12.7	14.9	15.3	19.2	35.4	18.9	20.3
Pb	3.7	5.1	4.2	4.2	5.7	3.9	4.5	9.5	7.5	7.9	6.8
Cd	0.15	0.38	0.10	0.17	0.67	0.11	0.13	0.16	0.22	0.16	0.38
Th	1.87	1.89	1.87	1.61	1.94	1.70	1.72	2.57	4.06	2.51	2.76
La	19.4	18.8	12.1	11.3	12.7	14.6	14.6	25.3	42.9	23.7	26.8
Ce	40.4	40.6	25.6	22.7	26.7	30.2	30.4	56.9	91.1	53.4	59.4
Nd	29.6	29.2	18.0	16.9	18.6	21.5	21.4	41.1	61.4	40.1	43.4
Sm	6.25	6.27	4.22	4.23	4.56	4.38	4.37	8.70	11.51	8.43	8.95
Eu	2.43	2.40	1.49	1.50	1.59	1.52	1.52	2.54	4.35	2.49	2.71
Tb	0.95	0.94	0.78	0.78	0.82	0.63	0.64	1.25	1.62	1.26	1.33
Yb	1.43	1.48	1.56	1.60	1.62	1.10	1.10	2.21	2.22	2.13	2.29
Lu	0.22	0.22	0.25	0.24	0.25	0.17	0.17	0.33	0.34	0.34	0.34
Sr/Nd	20.5	18.5	19.5	18.7	17.7	35.4	41.6	10.3	7.8	10.6	10.1
Zr/Nb	6.31	6.34	7.47	7.95	7.61	7.70	7.63	11.27	5.50	10.50	10.98
Th/Nb	0.10	0.10	0.15	0.15	0.15	0.11	0.11	0.13	0.11	0.13	0.14
Zr/Hf	35.1	34.8	31.1	31.2	32.0	34.1	35.0	35.3	36.5	33.1	34.4
Ba/Th	327	312	157	169	157	174	176	211	277	202	203
Ba/Nb	31.8	30.3	23.8	25.1	24.0	19.8	19.7	28.2	31.8	26.8	27.7
Sm/Yb	4.38	4.24	2.71	2.65	2.82	3.97	3.99	3.94	5.19	3.95	3.91
Ba/La	31.6	31.4	24.1	24.0	23.9	20.1	20.7	21.5	26.2	21.4	20.9
Ce/Pb	11.04	8.00	6.05	5.41	4.72	7.66	6.69	6.01	12.21	6.74	8.78
(La/Yb) _N	9.7	9.1	5.6	5.1	5.6	9.5	9.5	8.2	13.9	8.0	8.4
K/Na	0.30	0.32	0.24	0.19	0.23	0.26	0.26	0.46	0.47	0.41	0.45
K/Ti	0.46	0.48	0.52	0.39	0.42	0.45	0.47	0.50	0.56	0.56	0.66
Cr/Ni	2.42	2.28	2.24	2.40	2.36	1.74	1.96	2.05	2.48	2.22	2.30
Sr/Rb	28.62	25.67	19.50	18.65	18.33	44.82	59.33	13.28	14.97	15.74	12.88
Ce/Yb	28.25	27.43	16.41	14.19	16.48	27.45	27.64	25.75	41.04	25.07	25.94
Nb/Yb	13.50	13.18	7.88	6.81	7.84	13.55	13.91	8.69	15.95	8.87	8.86
Zr/Yb	84.62	83.78	58.97	53.75	59.88	104.55	106.36	98.19	87.84	93.43	97.38
Ba/Nb	31.66	30.31	23.74	24.95	24.02	19.80	19.74	28.23	31.75	26.83	27.64
Rb/Sr	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.08	0.07	0.06	0.08
Sm/Nd	0.21	0.21	0.23	0.25	0.25	0.20	0.20	0.21	0.19	0.21	0.21
Nb/Y	0.80	0.81	0.56	0.50	0.55	0.93	0.96	0.56	0.86	0.59	0.58
La/Nb	1.01	0.96	0.98	1.04	1.00	0.98	0.95	1.32	1.22	1.25	1.32
Ba/La	31.49	31.44	24.13	24.07	24.02	20.21	20.68	21.42	26.20	21.39	20.93
Ba/Th	326.74	312.70	156.15	168.94	157.22	173.53	175.58	210.89	276.85	201.99	203.26
Rb/La	1.08	1.12	1.49	1.50	1.42	1.16	1.03	1.26	0.75	1.14	1.27
Ce/Pb	10.92	7.96	6.10	5.40	4.68	7.74	6.76	5.99	12.15	6.76	8.74
(La/Yb) _N	9.7	9.1	5.6	5.1	5.6	9.5	9.5	8.2	13.9	8.0	8.4

Интерпретируя все эти данные можно отметить, что все базальтоиды (щелочные и толеитовые) и их дифференциаты близки по времени проявления, а по петрогеохимическим критериям [Грачев, 2000], несмотря на значительные вариации по составу, могут быть объединены в группы, которым свойственны плюмовые характеристики.

Анализируя изотопно-геохимические данные (табл. 7, 8) как по базальтам, так и по лерцолитовым включениям, с использованием коэффициентов пропорционирования для La и Yb между оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, шпинелью (гранатом) и расплавом и расчетами равновесий между минеральными фазами и жидкостью [McKay, 1985; Hart and Dunn, 1993; и др.], можно предположить, что степень частичного плавления мантийных лерцолитов для базанитов, щелочных базальтов и толеитов могла быть в пределах 5 %, 10 % и 18 % соответственно, что отражено позицией этих пород на диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ как генеральная схема повышения щелочности со снижением степени плавления.

Сопоставляя соотношения индикаторных несовместимых элементов таких как Sr/Nd, Zr/Nb, Th/Nb и др. (табл. 8) в базальтоидах, а также на спайдерграммах (рис. 14) и соотношения Nb/Y–Rb/Y можно сделать вывод, что базаниты, имеющие высокие концентрации этих элементов близки к базальтам OйВ с источником ЕМ–1. Из этого можно предположить подъем метасоматизированной астеносферы.

Рассматривая вопрос о генезисе трахитов исследователи предполагают, что они являются дериватами базальтоидного расплава через модель фракционной кристаллизации плагиоклаза, оливина, клинопироксена и щелочного полевого шпата. Не отрицая такого механизма, следует обратить внимание на то, что трахиты также содержат оливин, пироксен, титаномагнетит и другие минералы, свойственные щелочным базальтам. Еще одна особенность – трахиты имеют отношения изотопов стронция, близкие к таковым в щелочных базальтах, что позволяет предположить другой механизм влияния флюидов и особенно такого газа, как хлор, способствующего ликвации [Маракушев, 1991; Коваленко, 1981; и др.]. Высокая концентрация этих газов в трахитах была определена при изучении стекол и включений в минералах [Horn et al., 2000].

Не менее важным вопросом является степень плавления и состав мантийного субстрата, из которого выплавлялись расплавы базальтоидов – щелочного и толеитового составов, если учесть, что среди пород вулканического ареала Чанбайшань были обнаружены лерцолитовые включения, которые по концентрациям микроэлементов и REE, а также изотопных характеристик разделяются на обогащенные и деплетированные типы. Но этот вопрос будет рассмотрен ниже, так как такие типы включений известны в других вулканических ареалах внутриплитной провинции Юга Дальнего Востока.

Вулканическая группа Цинбоху располагается в 70 км к северу от вулкана Чанбайшань на западной стороне рифтовой системы Таньлу. Кайназойские базальты Цинбоху покрывают площадь около 15000 км², а общий объем извергнутых вулканитов составляет более 50 км³. Поля базальтоидов протягиваются неширокой полосой в северо–восточном направлении (рис. 9, 15) на 350 км вдоль системы разломов Таньлу, тяготеющей к осевой зоне мезозойского рифтоподобного грабена, выполненными мезозойскими континентальными осадками, частично угленосными и меловыми средне–основными–кислыми вулканогенными образованиями, которые формируют протяженный внутриконтинентальный Наданьхада–Бикинский вулканический пояс [Сахно, 1976].

Кайнозойский этап вулканизма был сопряжен с процессами активизации северо–восточных разломов, излиянием базальтов и формированием покровов щитовых вулканов. Выявлено шесть эпизодов проявления базальтоидного вулканизма в пределах этой полосы: эоценовый (44.9–42.1 млн лет), средне–позднемиоценовый (16.49–8.65 млн лет), раннеплиоценовый (4.09–3.36 млн лет), позднеплиоценовый (2.6–2.4 млн лет), плейстоценовый (1.17–0.9 млн лет) и голоценовый (3490–2470 лет назад) [Zang et al., 2002].

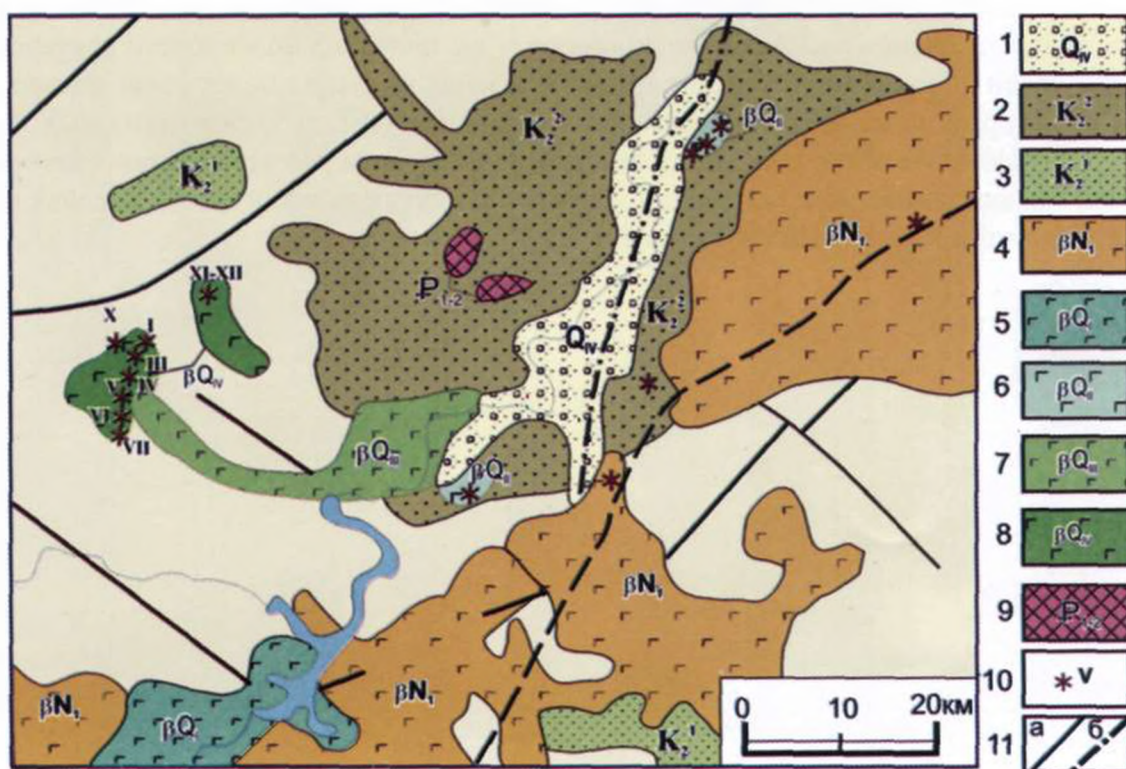


Рис. 15. Схема строения вулканического центра Цинбоху (Liu, 1988)

Эоценовый вулканизм представлен двумя небольшими субгоризонтальными покровами, сложенными толеитовыми базальтами. Ранне–среднемиоценовые базальты слагают мало–мощные покровы, образующие в рельефе низкие уступы и обнажающиеся из под миоцен–плиоценового высокого плато, по объему извергнутых продуктов составляют основную часть кайнозойских плато–базальтов (более 1000 км²) и мощностью более 300–400 м. Они хорошо выражены в рельефе и дешифрируются на космических снимках ровной «столовой» поверхностью и крутыми склонами. По составу они относятся к щелочным оливиновым базальтам.

Позднеплиоценовые базальты образуют небольшие потолки, располагаясь вдоль древних речных долин, формирующих третью террасу. На поверхности покровов вулканические конусы представлены прижерловыми фациями: брекчиями, некками и потоками базальтов. Плейстоценовая магматическая активность проявилась формированием нескольких вулканических конусов, покровов, сложенных потоками лав и брекчий. Эти конуса также располагаются вдоль основного северо–восточного – юго–западного направления мезозойского грабена и древней долины, в которой располагается современная речная долина Муданьцзян.

Голоценовые базальты располагаются к западу от основной полосы более древних излияний (рис. 9, 15), контролируются теми же разломами северо–восточного направления параллельно основной системе Таньлу. Они слагают покровы и вулканические постройки, отдельные кратеры. Реконструировано тринадцать центров излияния и извержения базальтов. Большая часть кратеров представлена базальтовыми потоками, брекчиями, глыбовыми лавами, вулканическими бомбами, стеклами.

Наиболее поздние извержения в форме лавового потока от центров извержения протягиваются более чем на 60 км, образуя лавовые покровы в древних речных долинах, перегораживая русла рек. Одна из таких перегородок р. Муданьцзян образовала оз. Цинбоху. В средней части потоки образуют полые базальтовые трубки диаметром до 3 м, по которым протекала жидкая лава, наподобие полых трубок вулкана Килоуза.

За исключением эоценовых вулканитов толеитовые базальты миоценового–плиоценового и голоценового возраста представлены натровыми щелочными разностями. Наиболее богатые щелочами голоценовые базальты (кратер Frog Pool) слагают наиболее щелочные базальтоиды – нефелин– и лейцитсодержащие тефриты.

Наиболее детально исследовались позднеплейстоценовые и голоценовые базальты, извержения которых в форме излияний и мелких извержений были спокойными в голоцене и не представляли (масштабной) опасности для окружающей среды.

Следует отметить, что этот район вулканизма может быть отнесен к категории вулканических центров, полностью утративших активность.

Как показывают данные определения возраста по углероду (¹⁴C) последнее извержение было 2 тыс лет до Рождества Христова. Если учесть, что севернее и южнее находятся вулканические центры, где извержения были в 17, 18 и 20 столетии нашей эры, то реальность таких извержений в будущем существует.

Позднемиоценовые–плиоценовые базальты слагают обширные плато, протяженностью более 300 км северо–восточного простирания вдоль разломной системы Таньлу. Плато слагают многочисленные потоки базальтов, перемежающихся с редкими приокластическими фациями, брекчиями, кластолавами. Общая мощность плато более 300 м. Механизм формирования – трещинные излияния с отдельными центрами моногенных вулканических построек, которые располагаются на поверхности покровов. Одним из центров является вулканический пик «Мудань», расположенный к юго–западу от г. Муданьцзян. Возраст пород плато определен в широком временном интервале (16.49–8.65 млн лет) [Zhang et al., 2002].

Определения возраста, проведенные из обнажения к югу от перевала между Хэйлунцзянской и Гиринской провинцией, показал ≈ 15 млн лет. Пробы для анализа были отобраны в верхней части плато, где потоки представлены свежими оливин–пироксеновыми щелочными базальтами.

По петрохимическому составу породы могут быть отнесены к обширной группе натровых базальтов, слагающих обширное плато восточнее Шуфанского плато и его аналогов (Приморье), которое характеризуется высокой концентрацией щелочей соотношением $Na > K$.

Геохимические данные показывают, что по содержанию несовместимых и REE и изотопным отношениям (табл. 9, рис. 16) могут быть отнесены к петрогеохимическому типу OiB.

Как уже отмечалось выше, плато-базальты позднемiocен-плиоценового возраста широко развиты на Восточной окраине Азии. Сопоставления с базальтоидами различных регионов Дальнего Востока, Юго-Восточного Китая, Приморья и Северо-Востока Китая выявляют ряд особенностей как по характеру и мощности проявления этого этапа, так и по петрогенезису континентальных щелочных базальтов, хотя прослеживается определенная структурная связь этого базальтоидного вулканизма с трансрегиональной системой разломов Таньлу, пересекающей континентальную часть Восточной Азии с юго-запада на северо-восток от Красной реки Вьетнама до северных окраин Приморья и российского Дальнего Востока более чем на 3000 км.

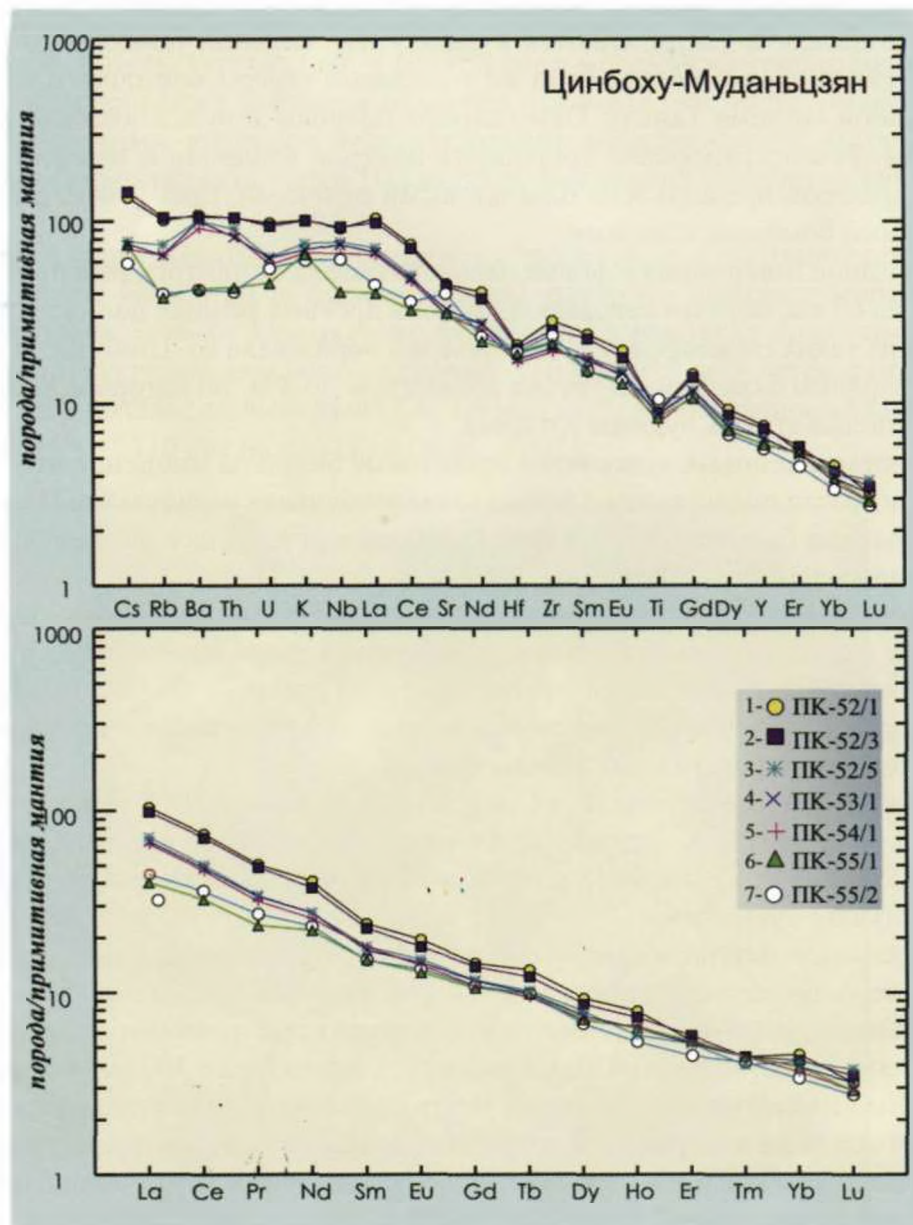


Рис. 16. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии (номера проб соответствуют табл. 9)

Таблица 9

Химический (мас%) и микроэлементный (ppm) состав вулканических пород Цинбоху

	ПК-52/1	ПК-52/3	ПК-52/5	ПК-53/1	ПК-54/1	ПК-55/1	ПК-55/2
SiO ₂	46.06	46.80	47.95	47.85	48.25	47.75	45.75
TiO ₂	1.69	1.68	1.66	1.64	1.48	1.57	1.98
Al ₂ O ₃	14.98	15.52	14.91	14.84	15.58	15.15	15.25
Fe ₂ O ₃	2.65	4.15	3.04	0.57	0.82	2.93	1.28
FeO	8.16	6.09	7.63	9.25	8.40	6.92	9.25
MnO	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	9.00	8.28	8.42	9.42	8.92	9.68	9.78
CaO	8.06	7.25	8.51	8.52	9.04	6.80	7.45
Na ₂ O	3.97	4.22	3.76	3.29	3.47	2.72	2.85
K ₂ O	3.25	3.23	2.41	2.24	2.14	2.10	1.95
P ₂ O ₅	1.10	1.05	0.67	0.61	0.60	0.48	0.63
H ₂ O	0.22	0.22	0.10	0.13	0.10	0.89	0.37
П.п.п.	0.60	0.90	0.60	0.90	0.70	2.60	2.90
Сумма	99.92	99.56	99.83	99.42	99.66	99.75	99.60
Sc	17.83	17.24	18.95	21.65	21.68	18.81	16.63
V	174.97	160.16	165.81	179.52	166.75	179.42	170.73
Cr	209.30	177.84	168.70	220.52	214.40	248.90	243.65
Co	43.33	39.86	40.91	43.35	39.51	44.57	43.58
Ni	149.45	130.49	126.53	136.95	127.53	140.38	166.10
Cu	45.90	36.44	40.48	38.83	35.42	47.05	41.59
Zn	105.75	99.82	94.84	95.59	82.02	93.97	100.07
Ga	21.27	20.13	19.51	20.04	18.03	19.98	18.42
Ge	1.42	1.35	1.29	1.41	1.31	1.23	1.12
As	2.46	2.26	1.96	2.27	2.05	2.08	2.34
Rb	55.79	58.04	41.46	35.73	35.91	21.31	22.28
Sr	851.97	829.01	571.06	613.65	568.03	588.18	746.91
Y	29.32	28.23	24.91	24.99	23.09	23.43	22.18
Zr	278.18	245.38	212.71	195.04	187.20	206.77	231.40
Nb	59.33	60.58	50.05	48.20	43.39	26.45	40.28
Mo	6.43	5.78	2.33	1.70	1.86	3.10	2.77
Sn	2.00	1.81	1.60	1.57	1.31	1.84	1.85
Sb	0.13	0.25	0.09	0.05	0.07	0.13	0.10
Cs	0.94	1.01	0.54	0.30	0.49	0.52	0.41
Ba	676.23	660.05	627.15	627.12	570.71	266.13	261.26
La	65.40	61.87	44.84	42.52	41.11	25.29	28.03
Ce	118.24	112.53	79.43	76.54	73.77	51.60	57.18
Pr	12.68	12.24	8.57	8.44	7.94	5.84	6.77
Nd	49.40	45.50	33.15	33.15	30.72	26.35	27.87
Sm	9.55	9.01	7.14	6.81	7.11	6.02	6.00
Eu	2.92	2.67	2.26	2.18	2.10	1.92	2.00
Gd	7.76	7.37	6.22	6.16	5.81	5.63	5.78
Tb	1.29	1.18	0.99	0.96	0.91	0.95	0.95
Dy	6.14	5.70	5.20	4.92	4.65	4.68	4.44
Ho	1.17	1.08	0.86	0.94	0.96	0.94	0.79
Er	2.34	2.50	2.25	2.25	2.29	2.33	1.93
Tm	0.30	0.30	0.27	0.30	0.30	0.30	0.28
Yb	2.01	1.87	1.83	1.72	1.61	1.71	1.48
Lu	0.21	0.23	0.25	0.21	0.19	0.19	0.18
Hf	5.86	5.59	5.25	4.88	4.67	5.20	5.32
Ta	4.00	4.24	2.11	2.33	1.53	1.78	3.09
W	2.62	1.86	1.01	0.71	0.57	0.77	0.65
Tl	0.05	0.20	0.03	0.03	0.02	0.05	0.08
Pb	6.11	6.47	4.41	4.27	4.58	4.62	3.59
Th	9.17	9.22	7.94	7.20	7.41	3.78	3.61

	ПК-52/1	ПК-52/3	ПК-52/5	ПК-53/1	ПК-54/1	ПК-55/1	ПК-55/2
U	2.15	2.06	1.39	1.38	1.27	1.00	1.21
K/Na	0.82	0.77	0.64	0.68	0.62	0.77	0.68
K/Ti	1.92	1.92	1.45	1.37	1.45	1.34	0.98
Cr/Ni	1.40	1.36	1.33	1.61	1.68	1.77	1.47
Sr/Rb	15.27	14.28	13.77	17.17	15.82	27.60	33.52
Ce/Yb	58.83	60.18	43.40	44.50	45.82	30.18	38.64
Nb/Yb	29.52	32.40	27.35	28.02	26.95	15.47	27.22
Zr/Yb	138.40	131.22	116.23	113.40	116.27	120.92	156.35
Ba/Nb	11.40	10.90	12.53	13.01	13.15	10.06	6.49
Rb/Sr	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.04	0.03
Sm/Nd	0.19	0.20	0.22	0.21	0.23	0.23	0.22
U/Pb	0.35	0.32	0.32	0.32	0.28	0.22	0.34
Tb/U	4.27	4.48	5.71	5.22	5.83	3.78	2.98
Nb/Y	2.02	2.15	2.01	1.93	1.88	1.13	1.82
Ta/Yb	1.99	2.27	1.15	1.35	0.95	1.04	2.09
La/Nb	1.10	1.02	0.90	0.88	0.95	0.96	0.70
Ba/La	10.34	10.67	13.99	14.75	13.88	10.52	9.32
Ba/Th	73.74	71.59	78.99	87.10	77.02	70.40	72.37
Rb/La	0.85	0.94	0.92	0.84	0.87	0.84	0.79
Ce/Pb	19.38	17.39	18.01	17.93	16.11	11.17	15.93

Примечание. Пробы ПК-52/1, ПК-52/3, ПК-52/5 – щелочные оливиновые базальты кратеров I–III вулканов Форест (Q_{IV}); ПК-53/1 – щелочной оливиновый базальт вулканического потока в 25 км от кратеров I–X вулканического центра Форест у плотины р. Муданьцзян (Q_{III}); ПК-54/1 – щелочной оливиновый базальт вулкана Q_{II} к востоку от края базальтового потока Q_{III} ; ПК-55/1, 2 – среднемиоценовые оливиновые базальты плато (верхняя часть покрова).

Изучение этого этапа вулканизма представляет огромный интерес в отношении генезиса большеобъемных базальтовых расплавов, вполне сравнимых с большеобъемными базальтовыми провинциями земного шара. Вследствие этого возникает много вопросов о роли литосферной и астеносферной мантии в их происхождении, особенно в свете последних представлений в связи с развитием плюмовой гипотезы расплавов или роли субдукционных процессов. Все эти вопросы требуют тщательного изучения на основе современных методов исследования – изотопии Nd, Pb, Sr, $\delta^{18}O$, редкоземельных спектров и будут рассмотрены ниже.

Как отмечалось выше, плейстоцен–голоценовый базальтоидный вулканизм приурочен к рифтовой системе, но сосредоточен на западной стороне рифтовой системы. Фундаментом, на котором располагаются покровы, являются мезозойские граниты, протерозойские кристаллические сланцы и отдельные блоки среднепалеозойских пород. Центрами излияния являются тринадцать кратеров, располагающихся линейно и образующих цепочку северо–восточного направления, протяженностью более 20 км (рис. 15). Они образуют две группы вулканических кратеров. Южная группа представлена десятью вулканическими постройками [Krater Forest, Zhang et al., 2002] и северная – Frog Pool. Вулканические постройки хорошо выражены морфологически. Они являются центрами, из которых изливались лавы. Лавовые потоки располагались в долинах рек, в которых формировались узкие (не более 5–7 км) покровы протяженностью более 60 км, представленные переслаиванием потоков лав, внутри которых находились каналы диаметром 1–3 мм и протяженностью около 40 км.

Вулканические кратеры, из которых вытекали лавы, представляют собой нагромождения кластических фаций (бомбы, стекловатые обломки), сцементированных лавовыми потоками ранних и более поздних излияний.

Возраст базальтов по данным радиоуглеродных измерений (^{14}C) показал, что эпизод излияний был кратковременным, в интервале 3490 ± 120 – 2470 ± 100 (AD). Извержения базаль-

тоидов южной группы (кратер I) и северной (кратер XII) проходили почти одновременно, тогда как кратеры центральных частей южной группы (Forest, V и др.) извергались позже (2470 ± 120 AD) [Zhang et al., 2002].

Покровы глыбовой лавы к западу от оз. Цинбоху, которое было образовано излиянием базальтовой лавой более позднего этапа (≈ 2470 AD), перегородив р. Муданьцзян, перекрывают более древний базальтовый покров (≈ 195 тыс лет; табл.), располагающийся также в долине р. Пра-Муданьцзян. Центр излияния, предположительно, находился к западу от г. Циншань (рис. 15).

Особенностью позднemiоцен–плиоценовых и голоценовых лав является присутствие тонких лавовых потоков, содержащих большое количество пор, до 40 % с диаметром до 8–25 см, и не более 1,3 % мелких фенокристов оливина и пироксена. Мощные потоки (0.8–2 м и более), как правило, сильно порфированы и также представлены оливинами, пироксенами, Ti–магнетитом и плагиоклазом.

В позднemiоценовых и голоценовых базальтах (Forest и Frog Pool) встречаются ультраосновные включения шпинелевых лерцолитов. Они встречаются в вулканических бомбах и экструзивных necks центров излияния. В большей степени это свойственно тефритам Frog Pool (кратер XII), которые отличаются составом минеральных фаций фенокристов и основной массы. В последних часто известны мегакристы керсутита, флогопита и анортоклаза. Керсутит и флогопит встречаются в ранних извержениях, анортоклаз – в более поздних. Мегакристы керсутита слагают призматические кристаллы черного цвета от 0.5–1 см до 7 см в длину. Флогопиты обычно представлены черно–коричневыми изометричными кристаллами от 0.8–2 см до 5 см в диаметре. Анортоклаз образует прозрачные редкие кристаллы от 0.5–1 см до 2 см в длину.

В щелочных базальтах и тефритах обычны фенокристы оливина и пироксена, но преобладает пироксен (до 10 мм в диаметре). Оливин образует мелкие (не более 0.2–0.4 мм в диаметре) изометричные кристаллы.

Основная масса содержит лейсты плагиоклаза, клинопироксена, в интерстициях стекло и мелкие зерна нефелина и лейцита. Последний чаще встречается в тефритах.

Петрохимическая и геохимическая характеристики даются по результатам исследований вулканической группы Цинбоху и плато–базальтов, а также использованы литературные источники [Zhang et al., 2002; Geol. Map..., 1974; и др.]. (табл. 8, 9, 10). Представительные анализы пород показывают, что голоценовые базальтоиды относятся к щелочным типам: оливиновым щелочным базальтам (Oib типа) и базанитам, имеющим высокое содержание щелочей, MgO и CaO и низкое – Al_2O_3 . Но наиболее высоким содержанием щелочей характеризуются тефриты кратера XII, поля Frog Pool. Это реализуется в модальном и нормативном составах появлением нефелина и лейцитита. Они имеют более низкие MgO и CaO, но высокое Al_2O_3 .

Петрогеохимические отличия двух базальтов отражаются и в величине относительной магнeзиальности ($Mg^\#$), величине индекса дифференциации, что отражено на бинарных диаграммах Sc– $Mg^\#$, V– $Mg^\#$, Y и Co, где элементы даны в ppm, эти две петрохимические группы образуют два обособленных поля. В одно поле ложатся голоценовые щелочные оливиновые базальты центров «Форест», Q_{IV} и Q_{III} , поздне–среднemiоценовые оливиновые плато–базальты, слагающие протяженные покровы N_2^2 . Во второе поле входят тефриты «Frog Pool».

Следовательно, несовместимые и REE элементы на спайдерграммах (рис. 16) характеризуют степень концентрации в каждой группе щелочных базальтов. Наиболее высокие содержания LREE свойственны тефритам (в 200 раз больше, чем в хондритах), менее обогащены – щелочные базальты и базаниты (≈ 130 раз выше, чем в хондритах), еще меньше – в позднemiоценовых щелочных плато–базальтах. LREE наиболее ярко проявляют фракционирование по отношению к HREE, наиболее это выражено для тефритов (рис. 16), в которых $(La/Yb)_N$ достигает 40–50 раз. Для всех базальтоидов свойственна небольшая положительная аномалия для европия ($\delta Eu = 1.04–1.10$).

Химический (масс. %) и микроэлементный составы (ppm) щелочных базальтов и лерцолитовых включений кратеров XI и XII вулкана Цинбоху (Zhang et al., 2002)

	FrogPool			xenolith			FrogPool			xenolith	
	HM-5	HM-3	44.17	P31	P35		HM-5	HM-3	44.17	P31	P35
SiO ₂	47.40	47.80	0.23	43.95	44.17	Ho	0.65	0.60	0.17	0.035	0.088
TiO ₂	1.94	1.90	2.90	0.06	0.23	Er	1.17	1.11	0.019	0.10	0.17
Al ₂ O ₃	17.13	17.19	1.40	2.00	2.90	Tm	0.17	0.17	0.12	0.018	0.019
Fe ₂ O ₃	3.71	4.18	7.44	1.75	1.40	Yb	0.88	0.84	0.018	0.12	0.12
FeO	6.63	6.16	0.22	7.31	7.44	Lu	0.13	0.12	3.1	0.021	0.018
MnO	0.16	0.16	39.40	0.20	0.22	Hf	7.8	7.4	2.4	<0.2	3.1
MgO	4.59	4.51	2.28	42.51	39.40	Ta	4.3	3.2	2.0	0.2	2.4
CaO	5.85	5.85	0.51	1.68	2.28	Th	12	12	0.8	19	2.0
Na ₂ O	6.27	6.22	0.39	0.13	0.51	U	3.1	3.2	3.2	0.5	0.8
K ₂ O	4.74	4.79	0.12	0.09	0.39	Sr/Nd	22.42	23.06	22.97	22.13	23.11
P ₂ O ₅	1.02	1.06	1.34	0.03	0.12	Zr/Nb	3.67	3.91	3.48	2.50	2.17
Ппп	1.28	1.12	100.80	0.96	1.34	Th/Nb	0.13	0.13	0.12	11.88	0.17
Сумма	100.72	100.74	0.90	100.57	100.80	Zr/Hf	44.74	47.03	47.26	20.00	8.39
Mgvalue	0.50	0.50	2.60	0.90	0.90	Ba/Th	52.92	50.42	50.16	1.00	57.00
Sc	5.47	5.53	86	6.77	2.60	Ba/Nb	6.68	6.80	6.18	11.88	9.50
V	94	91	1560	74	86	Sm/Yb	10.45	10.48	11.42	2.00	8.25
Cr	52	47	169	1290	1560	Ba/La	9.46	9.15	9.36	10.00	12.51
Co	44	43	1540	89	169	(La/Yb) _N	45.27	46.72	50.44	9.48	45.08
Ni	34	39	8.0	1600	1540	K/Na	0.76	0.77	0.77	0.69	0.76
Rb	74	78	125	2.2	8.0	Cr/Ni	1.53	1.21	6.17	0.81	1.01
Sr	957	966	1.66	27	125	Sr/Rb	12.93	12.38	11.46	12.27	15.62
Y	16.88	16.53	26	1.00	1.66	Ce/Yb	120.11	124.40	133.12	24.42	141.58
Zr	349	348	12	4	26	Nb/Yb	107.95	105.95	128.57	13.33	100.00
Nb	95	89	114	1.6	12	Zr/Yb	396.59	414.29	448.05	33.33	216.67
Ba	635	605	9.11	19	114	Ba/Nb	6.68	6.80	6.18	11.88	9.50
La	67.10	66.10	16.99	1.90	9.11	Rb/Sr	0.08	0.08	0.09	0.08	0.06
Ce	105.70	104.50	1.49	2.93	16.99	Sm/Nd	0.22	0.21	0.21	0.20	0.18
Pr	11.35	11.42	5.41	0.33	1.49	Th/U	3.87	3.75	3.81	38.00	2.50
Nd	42.68	41.89	0.99	1.22	5.41	Nb/Y	5.63	5.38	6.64	1.60	7.23
Sm	9.20	8.80	0.29	0.24	0.99	Ta/Yb	4.89	3.81	6.62	1.67	20.00
Eu	2.56	2.52	0.89	0.07	0.29	La/Nb	0.71	0.74	0.66	1.19	0.76
Gd	6.20	6.28	0.11	0.25	0.89	Ba/La	9.46	9.15	9.36	10.00	12.51
Tb	0.79	0.85	0.42	0.036	0.11	Ba/Th	52.92	50.42	50.16	1.00	57.00
Dy	4.05	3.95	0.088	0.18	0.42	Rb/La	1.10	1.18	1.27	1.16	0.88

Несовместимыми элементами также обогащены щелочные базальты, базаниты и тефриты, показывают близкое подобие. Положительная аномалия свойственна для Th, K, R, но отрицательная проявлена для Ti, U, Ta, Nd, Hf, Sm и Tb в щелочных базальтах и базанитах. Однако, наиболее контрастно тефриты отличаются от остальных щелочных базальтоидов резко выраженной отрицательной аномалией по Ba и Ta.

Изотопные отношения Sr, Nb и Pb (табл. 11) показывают, что они во всех базальтоидах вулканических групп близки к изотоническим гомогенным, где предполагается их генезис из одного глубинного источника. Так средняя оценка по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равна 0.704312, что выше, чем N – MORB по континентальным базальтам. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ имеют средние величины 0.512696 и $\epsilon\text{Nd} +0.4 \div +2.9$, которая ниже, чем для N–MORB. Для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ средние значения – 17.369, 15.306 и 37.272 соответственно и являются ниже, чем для N–MORB по островодужным базальтам. Изотопные соотношения на диаграммах Sr, Nd и Pb образуют поля между DMM и ENI.

Провинция Цинбоху (рифт Таньлу)

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Yp-2	BSN	Голоцен- Q_3	0.704488±15	0.512658±6	0.4	17.3926±40	15.3113±32	37.3280±9
Yp-3	BSN	Голоцен- Q_3	0.704537±18	0.512672±6	0.7	17.3180±13	15.3256±15	37.3357±37
RY-1	BSN	Голоцен- Q_3	0.704460±16	0.512667±7	0.6	17.0856±17	15.2689±16	37.0999±39
DX4-26	BSN	Голоцен- Q_3	0.703968±13	0.512786±7	2.9	17.4410±15	15.2808±14	37.1534±33
DX4-28	BSN	Q_2	0.704039±26	0.512779±10	2.7	17.4971±21	15.3135±20	37.2883±51
DX1-4	DSN	Q_2	0.704433±14	0.512656±6	0.4	17.3853±19	15.3169±16	37.3401±38
HM-3	Tr	Q_2	0.704294±20	0.512684±7	0.9	17.5034±12	15.3461±12	37.4363±35
HM-4	Tr	Q_2	0.704288±36	0.512670±6	0.6	17.3270±6	15.2812±9	37.2043±18
O-1955/1	Ol-β	$N_2^2 - 15.0$	0.70430±10	0.512821±10	3.5	17.87018	15.2101	37.3104
O-1955/2	Ol-β	$N_2^2 - 15.1$	0.70421±7	0.512821±7	4.0	17.97035	15.3907	37.5901
O-1955/3	Ol-β	$N_2^2 - 15.1$	0.70435±4	0.512829±5	4.0	17.93039	15.3912	37.6710
O-1954/1	Ol-β	195 тыс лет	0.70440±2	0.512721±14		17.623	15.524	37.992

Полученные результаты исследований базальтоидов группы вулканов Цинбоху (позднеплейстоценовых – Q_{II} и голоценовых – Q_{IV}), а также позднемиоценовых плато-базальтов дают возможность рассмотреть условия петрогенезиса и потенциальные глубинные (мантийные) источники. На условия генерации магм и их состав могут оказывать такие факторы как коровая контаминация, кристаллическое фракционирование и влияние литосферных и астеносферных источников. С позиции современных представлений можно рассмотреть все эти факторы на основе изложенных аналитических данных по базальтам этого региона.

Коровая контаминация может быть важной в генезисе континентальных щелочных базальтов [Haase and Deveg, 1994; Wilson et al., 1999; и др.]. Присутствие гранитных ксенолитов в базальтовых породах предполагает, что магмы могут быть контаминированы гранитным материалом из фундамента. Однако, все ксенолиты не имеют признаков растворения, предполагающих, что верхнее-коровая контаминация была незначительной. Thompson et al. [1984] сделал предположение, что La/Nb отношение может быть использовано как критерий коровой контаминации в магмах. Taylor and McLennan [1995] полагают, что Nb/U отношение может быть критерием коровой контаминации. Все анализы проб, приведенные в табл. 8, 9, 10, имеют $\text{La}/\text{Nd} < 1$ и высокие $\text{Nb}/\text{U} \neq 15-34$, предполагающие контаминацию горными породами коры. Однако, исследования изотопного отношения и геохимические данные по базальтам и тефритам могут отражать коровую контаминацию или гетерогенность мантийного источника.

Некоторые образцы с высокими отношениями изотопов стронция (0.70446–0.70454) и низкими Nd/Nd (0.51266–0.512667) могут указывать на контаминацию. Однако, высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение и низкое $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ может быть связано с коровой контаминацией, но в таком случае La/Nb отношение должно быть (> 1). Таким образом, отрицательная корреляция между La/Nd и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низким SiO_2 ($< 50\%$) не может дать результата контаминации гранитным материалом коры. Вероятно, простое смешение базальта с мантийными потоками контаминированного породами нижней коры должно быть меньше радиогенного Pb. С другой стороны, если контаминация имеет место в верхней коре, то реально высоко отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В обоих случаях U, Th концентрации и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение контаминированных базальтов должно быть выше, чем в первичных магмах. Таким образом, отрицательная корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и высокая U, Th концентрация определяется нижнекоровой контаминацией больше, чем верхнекоровой контаминацией.

Оценивая компоненты, вовлекаемые (т.е. неконтаминированные первичной магмы и контаминанты), возможны более сложные проблемы в моделировании контаминационного процесса. Мы имеем селективные образцы с низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением (DXI-16), представляю-

щие неконтаминированную магму, и другой образец (YP-3) – с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, представляющий контаминированную магму (табл. 11).

Моделирование с использованием данных по изотопии гранитов, гранулитовых пород фундамента региона Цинбоху по формуле [Faugu, 1986], используя ряд равенств гранулитов с возрастом 2790 млн лет и первичного отношения Sr, получаем, что только 16% из нижней коры определяет образец контаминированной магмы, представленной обр DXI-26, что не соответствует реальным данным.

Модель кристаллизационного фракционирования имеет три фактора, контролирующие состав базальтов: 1) гетерогенные источники региона, 2) вариабельность степени частичного плавления источника, 3) фракционная кристаллизация. Подобие изотопного состава голоценовых пород Цинбоху предполагает, что они произошли из такого источника. Низкая концентрация Sr и Ni в тефритах определяет относительную эволюцию магмы, содержащие низкое MgO. Низкие MgO и $\text{Mg}^\#$ обычно определяют, что магма подвергалась фракционной кристаллизации при давлении поверхности. Такое фракционирование должно иметь тенденцию к повышению несовместимых элементов в базальтовых магмах относительно более Mg-богатых первичных магм. Следовательно, петрографически основные элементы и следовые должны варьировать также как и их изотопные составы, предполагающие, что дифференциация базальтов, щелочных базальтов и тефритов является полностью связанной с фракционной кристаллизацией.

Такие породы, как базаниты, являются только примитивными породами ($\text{Mg}^\# \approx 0.68$), находящиеся в кратерах Forest, и мы предпочитаем исследовать возможность того, что тефра и щелочные оливиновые базальты могут быть дериватами из родоначальной магмы путем различных кристаллизационно-фракционированных процессов. Вместе с тем, тефриты более недосыщены SiO_2 . Щелочные базальты относительно более насыщенные породы, чем, возможно, родоначальные базанитовые магмы (табл. 11). Задача, прежде чем моделировать, возможно понять, что собой представляют фазы перед начальным процессом кристаллизации. Во-первых, мы принимаем, что мегакристы и фенокристы являются родственные магме (т.е. когнационными), если не дебатировать, что фенокристы являются фракционной фазой их родоначальной магмы.

Имеются три возможных процесса происхождения мегакристов, т.е. ксенокристы мантийных пород, которые их содержат и результат фракционирования. Хотя мантийные ксенолиты содержат амфибол (паргасит) и флогопит, их минеральный состав определяется из мегакристов. Следует добавить, что состав амфиболов и флогопитов из пород фундамента является отличным от керсутита и флогопита мегакристов тефритов. Таким образом, керсутит и флогопит не могут быть минералами мантии или вмещающих пород. Эти породы также, как мантийные ксенолиты или породы, содержащие анортоклаз, не являются минералами-ксенокристами мантии и вмещающих пород. Sheng et al., [1983] опубликовал Sr изотопный состав керсутита и флогопита и показал изотопные равновесия между этими мегакристами и родственными базальтами (содержащими их), предполагающим родственные взаимоотношения, т.е. связанные с кристаллизацией из базальтов (host).

Вариация $\text{Mg}^\#$ может в большей степени соответствовать двуступенчатой модели кристаллизационному фракционированию из $\text{Mg}^\#$ высокой (0.65) к 0.60 с повышением Na_2O . Повышение Na_2O может быть атрибутом фракционирования лейцита вместе с уменьшением содержания CaO, что связано с кристаллизацией клинопироксена и амфибола. Повышение Al_2O_3 и снижение Ni связано с кристаллизацией оливина, клинопироксена, хромистой шпинели и снижение MgO и хрома.

Вместе с тем имеются различия минеральных ассоциаций в тефритах и щелочных базальтах, что не дает возможности для моделирования в пределах широких вариаций MgO в терминах инвариантного фракционирования. Следовательно, мы имеем двустадийную модель,

которая основана на петрографии образцов и минеральном составе таких, как оливин, пироксен (авгит), керсутит, флогопит, анортоклаз, магнетит и лейцит как, возможные, фракционные фазы.

При отсутствии Eu и Sr аномалии, как видно из спектра REE, плагиоклаз не мог быть значительной фракционированной фазой. Фракционная модель может быть описана GPP программой [Geist et al., 1985].

Используя нормативный минеральный состав, можно провести некоторые построения для полученного давления при кристаллизационном фракционировании [Sack et al., 1988]. Абсолютное давление не может быть определено, но давление P_{H_2O} играет важную роль при кристаллизации таких фаз, как керсутит, флогопит в представлениях, описанных выше. Эффект P_{H_2O} показал, что все породы находятся в интервале давления 8–10 кб, предполагающий, что они фракционировались на относительно больших глубинах.

Предыдущие экспериментальные работы показали, что амфиболы, флогопиты могут генерироваться при высоких давлениях [Forhe, 1974; Green and Ringwood, 1974; и др.], Ti-амфиболы являются ликвидусной фазой в экспериментах со щелочными базальтами и могут быть стабильно выше 31 кб и $T \approx 1100^\circ C$ [Irving and Frey, 1984]. По амфиболовому геобарометру [Hollister et al., 1988] глубина генерации керсутита из тефрита определяется 12.5–12.6 кб [Zhang et al., 1996].

Геофизические данные показывают, что мощность коры в районе Цинбоху не более 38 км, что позволяет считать, что генерация керсутита была в пределах литосферной мантии. Однако, анортоклаз не может быть стабильной фазой при высоких давлениях и может быть как субсолидусная фаза при низких давлениях в щелочных базальтах [Cherpan, 1976].

Корреляция Ni или Cr с $Mg^\#$ (табл.1b) не противоречит фракционной кристаллизации в поднимающейся магме к поверхности Земли при извержениях базальтов.

Геохимические и изотопные данные по базальтоидным породам вулканов Цинбоху в определенной степени позволяют определить состав первичных источников. Щелочные базальты (базаниты, щелочные оливиновые базальты и тефриты) содержат шпинелевые лерцолиты, которые могут рассматриваться как возможные породы или рститы при генерации базальтовых расплавов при различных степенях частичного плавления. Представленные выше породы показывают, что они находятся в поле OiB, которые рассматриваются как производные астеносферы мантии или мантийных плюмов. Как установлено, магматизм мантийных плюмов характеризуется большеобъемным и высокой оценкой извержения, но вулкан Цинбоху имеет другой сценарий развития процесса. Таким образом, голоценовый вулканизм с OiB геохимической характеристикой возможно связан с астеносферной мантией, плюмом.

Ormerod et al. [1991] представил Zr/Ba отношения как критерии первичной магмы из астеносферной мантии или литосферы. Все базаниты имеют $Zr/Ba > 0.2$, предполагающие, что они являются результатами плавления астеносферной мантии. Генерация щелочных базальтов в континентальных рифтовых зонах должна быть ограничена большим конвективным процессом из астеносферной мантии [McKenzie and Bicko, 1988]. Следовательно, сухая деплетированная лерцолитовая астеносферная мантия, лежащая ниже литосферной, должна рассматриваться потенциальной компонентой для базальтов региона Цинбоху. Однако, [McKenzie et al., 1988] рассматривает, что область генерации находится на глубине 65–80 км. Однако, под Цинбоху вулканом литосфера имеет мощность около 100 км. Возникает вопрос, что является ключом к частичному плавлению магм под Цинбоху? Предполагается, что модель плавления допускает вовлечение «сухих» перидотитов. Ревизия этой модели, сделанная [Gallager and Hawkesworth, 1992] показала, что астеносфера может генерировать большие количества расплавов из литосферы мощностью около 100 км при факторе уплотнения 1.2–1.3. Это предполагает, что голоценовые щелочные базальты Цинбоху генерировались в условиях высокой степени расширения

и высокой прочности литосферы. С другой стороны, как было отмечено выше, голоценовые щелочные базальты являются относительно обогащенными крупноионными литофильными элементами (LiLE), чем OiB, а это предполагает, что обогащенная континентальная литосферная мантия может быть потенциально главной компонентой источников [Hawkesworth et al., 1990; Fitton et al., 1991; и др.]. Это также подтверждается Sr, Nd и Pb изотопными составами. Все базальты находятся между EMI и DMM, предполагающее, что они могут быть интерпретированы как смешение конечных членов-источников EMI и DMM. В общем, DMM может быть связана с астеносферной мантией (подобной MORB). Однако, природа генезиса EMI еще дебатруется, вполне возможно, что она связана с метасоматизированной континентальной литосферной мантией, через небольшие степени плавления и очень богата калием и флюидами, реализуемыми из астеносферы [Menzies, 1990; Hawkesworth et al., 1990; и др.], или флюидами, богатыми LiLE, связанными с дегидратацией субдуктированным слэбом океанической плиты [Tatsumoto et al., 1992; Liu et al., 1994; и др.]. Но регион Цинбоху далеко от зоны субдукции и EMI-компонент может быть реализован посредством влияния метасоматизированной континентальной литосферной мантии через небольшие фракции расплавов, очень богатых K_2O , и флюидов из астеносферы. Вопрос остается открытым, так как процесс влияния астеносферы через литосферу сложный. Не проще ли связать это влияние через поднимающийся плюм.

Показано положительное соотношение Ba, K, P и негативное соотношение для Y, которые могут быть объяснены путем плавления флогопита, амфибола и апатита с остаточным гранатом в источнике. Амфиболы в перидотитовых ксенолитах из «Frog Pool» характеризуются положительной аномалией Ba и K, относительно обогащены LREE [Lee et al., 1996] на примере ксенолитов из базальтов вулканов Камеруна в Африке. Для положительной K-аномалии имеется доказательство для амфиболового контроля. Но в большинстве случаев калиевая фаза появляется в форме флогопита, интерпретируемая как результат малого количества флогопита в региональном источнике, которое только присутствует в базальтах «Frog Pool». Принимая во внимание низкое P–T, стабильность амфибола и флогопита $\angle 30$ kb и $\angle 1056$ °C [Mendel and Green, 1989; Foley, 1991], флогопит и апатит [Watson, 1980; Baker and Willey, 1992], а также малую мощность литосферы (100 км), амфибол и флогопит в магме, могли быть связаны с источником подлитосферной магмы.

Степень плавления мантии, из которой продуцируются базаниты, при 20–35 kb составляет от 1 % до 6 % [Edgar, 1987]. Мусен и Куширо [Musen and Kushiro, 1977] генерируют недосыщенные магмы при 1–2 % частичного плавления при 20 kb и T= 1456–1475 °C из гранатового перидотита.

Некоторые базаниты с высоким $Mg^\#$ имеют состав приблизительно тот же, что и первичные расплавы. Несовместимые элементы и изотопы Sr, Nd и Pb этих образцов определяют возможность генерации из глубинных источников. Наша реконструкция условий глубинных источников базируется на отношениях La/Yb, Gd/Yb с использованием $Mg^\#$ пород. Таким образом, базаниты LX-8 b LX-28 представляют первичные магмы и могут быть использованы для REE моделирования. В этом моделировании используются деплетированные гранатовые лерцолиты по данным [McKenzie and O’Nions, 1991], которые являются предположительными для представления состава астеносферной мантии, состава амфибол–флогопит–гранатового лерцолита как компонента литосферного состава. Используя диаграммы La/Yb – Gd/Yb, можно получить степень плавления гранат–лерцолитового состава мантии от 0.2 до 10 %. Исходя из данных соотношения в базанитах этих компонентов, базанитовый расплав сепарируется из источника амфибол–флогопит–гранат–лерцолитов при 0.5 % частичном плавлении. В заключение следует подчеркнуть, что частичное плавление из смеси несовместимых элементов деплетированного «неводного» лерцолита астеносферного источника и амфибол–флогопит ($\pm$ апатит) лерцолита источника континентальной астеносферной мантии может объяснить обычный химический состав голоценовых базальтов вулканов Цинбоху.

Базальтоиды голоценового вулканизма Цинбоху, представленные базанитами, оливиновыми базальтами и тефритами являются дериватами верхней мантии как следует из керсутита, флогопита и анортоклаза и присутствия мантийных ксенолитов в тефритах и оливиновых базальтах. 6.8 % оливина, 0.8 % авгита, 2.8 % магнетита и 1.3 % хромовой шпинели были эстрагированы из относительно примитивных базанитов и были продуцированы оливиновые базальты.

Вместе с тем, для генерации тефритов требуется фракционирование керсутита (15.5 %), флогопита (5.7 %), анортоклаза (26.6 %), лейцита (2.0 %), магнетита (5.9 %), оливина (3.0 %) и авгита (6.4 %) из относительно примитивных базальтов. Фракционирование проявляется в верхней мантии. Некоторым образом высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ претерпели слегка контаминацию при движении расплавов через породы нижней мантии. Относительно нерадиогенные изотопы и относительно высокие содержания высокой несовместимости элементов предполагают, что источник базанитов обусловлен смесью «сухих» деплетированных лерцолитов астеносферных источников мантии и богатой амфибол–флогопит–апатитсодержащих лерцолитов континентальной литосферной мантии.

Из REE и следовых элементов и их содержания в лавах, низкой степени частичного плавления смеси около 90% деплетированных безводных лерцолитов астеносферной мантии и 10 % Amf–Phl–Ap обогащенной литосферной континентальной мантии могут обеспечить общий состав голоценовых базанитов Цинбоху. Плавление и обогащение континентальной атмосферы, имеющих связь с астеносферным подъемом и метасоматизирующими флюидами, очень богатыми K_2O , флюидами, реализуемым из астеносферы вместе в плавящейся астеносферой, объясняется высокой степенью растяжения.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ВАНЦИН

Вулканический центр расположен 50–60 км западнее основного ареала Цинбоху. Его координаты $130^\circ 10' - 130^\circ 15'$ восточной долготы и $43^\circ 25' - 43^\circ 35'$ северной широты. Центр представлен тремя разрозненными мелкими покровами, почти изометричной формы, размером не более 5 x 7 км каждый. Фундаментом в базальтовых плато служат осадочно–вулканические образования позднеюрского–раннемелового возраста мезозойской впадины Ванцин. Континентальные образования представлены угленосными осадками и средне–основными лавами свиты тунтяньин [Сахно, 1976]. Возраст базальтов определен условно позднемиоцен–плиоценовый. Базальтовые плато сложены щелочными базальтами – базанитами (табл. 12), содержащими включения шпинелевых лерцолитов. Большая часть из них встречается в некках, которые прорывают покровы.

Базаниты центра Ванцин относятся к оливиновым базальтам и по составу разделяются на два петрогеохимических типа – сильно недосыщенные с содержанием SiO_2 ($\approx 45\%$) и менее недосыщенные с содержанием кремнезема (48 %), но в обоих типа отмечаются высокие концентрации MgO. Но все они могут быть отнесены к щелочным типам, к модалным и нормативным, содержащим нефелиновые разности и отсутствием нормативного гиперстена. Обращает на себя внимание невысокое содержание TiO_2 , но повышенные концентрации фосфора, что отмечается присутствием апатита, а также флогопита, который образует мелкие чешуйки в межглобулярных пространствах, что позволяет предполагать их вторичное происхождение.

Распределение следовых элементов и REE в целом отличается устойчивым спектром (рис. 17). Характерны высокие концентрации Cr и Ni, Nb и REE и др., что хорошо иллюстрируется некоторыми индикаторными соотношениями (Sr/Nd , Zr/Nb и т.д; табл. 17), за редким исключением это хорошо отражено на спайдерграммах в целом с устойчивым профилем. Отрицательный минимум свойственен Hf, Sm, Th и U, а положительная аномалия характерна

Химический (масс %) и микроэлементный (ppm) составы щелочных базальтов центра Ванци [Hsu et al., 2000]

	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45.87	46.07	47.70	47.99	45.67	45.87	47.41	Nd	37.6	36.6	37.2	35.9	35.0	35.5	33.7
TiO ₂	1.72	1.64	2.03	2.01	1.71	1.72	2.09	Sm	6.54	6.25	6.61	6.17	6.02	6.17	6.48
Al ₂ O ₃	14.39	14.60	14.65	14.70	14.07	14.59	15.02	Eu	2.25	2.12	2.17	2.12	2.05	2.08	2.04
ΣFeO	10.54	10.21	9.58	9.49	10.43	10.43	9.45	Tb	1.01	1.02	1.05	0.96	0.88	0.91	0.80
MnO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	Yb	1.83	2.01	1.88	1.81	1.72	1.77	1.96
MgO	9.70	10.91	9.49	9.27	10.39	10.39	9.30	Lu	0.30	0.29	0.29	0.27	0.26	0.28	0.28
CaO	9.68	9.81	9.23	8.85	9.68	9.13	9.15	Sr/Nd	23.3	22.7	17.0	19.9	23.0	23.7	35.6
Na ₂ O	3.92	3.69	3.65	3.69	3.69	3.77	3.86	Zr/Nb	3.4	3.6	3.4	3.4	3.5	3.8	3.6
K ₂ O	2.39	2.32	2.02	2.14	2.39	2.32	1.99	Th/Nb				0.09	0.08	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.81	0.75	0.81	0.76	0.73	0.62	0.80	Zr/Hf	0.09	0.09	0.09	56.3	61.1	49.3	36.5
Ппп	1.02	0.32	0.07	0.00	0.58	0.20	0.00	Ba/Th	57.6	56.0	52.5	174	191	137	163
Сумма	100.20	100.48	99.39	99.05	99.50	99.20	99.23	Ba/Nb	176	177	168	15.3	15.6	14.3	16.3
Mgvalue	52.48	56.18	54.32	53.97	54.45	54.45	54.15	Sm/Yb	15.7	15.8	15.0	3.41	3.50	3.49	3.31
K ₂ O/Na ₂ O	0.61	0.63	0.55	0.58	0.65	0.62	0.51	Ba/La	3.58	3.11	3.51	19.0	20.5	14.8	22.7
Rb	42	37	42	42	37	38	44	Ce/Pb	19.3	18.1	17.8	21.04	13.8	11.7	13.0
Sr	876	830	632	713	807	841	1197	(La/Yb) _N	13.8	5.8	17.9	16.6	16.9	16.5	12.5
Ba	874	823	785	797	831	601	774	K/Na	0.61	0.63	0.55	0.58	0.65	0.62	0.52
Li	12.9	12.9	6.9	6.9	14.3	12.9	4.2	K/Ti	1.39	1.41	1.00	1.06	1.40	1.35	0.95
Sc	28	28	29	27	27	16	25	Cr/Ni	2.24	2.30	2.93	2.91	1.98	1.99	3.58
V	224	226	211	202	218	145	178	Sr/Rb	20.86	22.43	15.05	16.98	21.81	22.13	27.20
Cr	403	472	449	483	422	392	551	Ce/Yb	40.22	36.37	38.62	38.07	38.72	37.68	30.05
Ni	180	205	153	166	213	197	154	Nb/Yb	30.49	26.02	27.87	28.73	31.05	23.79	24.18
Co	37.8	38.3	40.8	47.9	39.8	41.7	50.2	Zr/Yb	104.37	92.54	94.15	98.90	109.88	89.83	86.73
Zn	80	81	79	81	80	85	79	Ba/Nb	15.66	15.74	14.98	15.33	15.56	14.28	16.33
Cu	74	62	33	32	58	38	31	Rb/Sr	0.05	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04
Y	28.2	28.2	25.5	24.9	27.8	22.1	23.8	Sm/Nd	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.19
Zr	191	186	177	179	189	159	170	U/Pb	0.21	0.10	0.28	0.33	0.21	0.18	-
Hf	3.32	3.31	3.36	3.18	3.10	3.22	4.65	Th/U	4.41	3.81	4.24	4.29	4.22	4.33	-
Nb	55.8	52.3	52.4	52.0	53.4	42.1	47.4	Nb/Y	1.98	1.85	2.05	2.09	1.92	1.90	1.99
Ta	1.88	1.89	1.87	1.74	1.74	1.71	n.d.	Ta/Yb	1.03	0.94	0.99	0.96	1.01	0.97	-
Pb	5.4	12.7	4.0	3.2	4.8	5.7	4.5	La/Nb	0.81	0.87	0.84	0.81	0.76	0.97	0.72
Cd	0.15	0.19	0.19	0.19	0.15	0.15	0.30	Ba/La	19.29	18.05	17.80	19.02	20.47	14.77	22.76
Th	4.98	4.65	4.66	4.59	4.35	4.37	4.74	Ba/Th	175.50	176.99	168.45	173.64	191.03	137.53	163.29
U	1.13	1.22	1.10	1.07	1.03	1.01	n.d.	Rb/La	0.93	0.81	0.95	1.00	0.91	0.93	1.29
La	45.3	45.6	44.1	41.9	40.6	40.7	34.0	Ce/Pb	13.63	5.76	18.15	21.53	13.88	11.70	13.09
Ce	73.6	73.1	72.6	68.9	66.6	66.7	58.9	(La/Yb) _N	13.8	5.8	17.9	16.6	16.9	16.5	12.5

для Sr. Эти данные позволяют сделать вывод, что базаниты Ванцина являются примитивными и отражают условия генерации первичного расплава.

На дискриминационной диаграмме Zr/Y–2Nb–Y они располагаются в поле внутриплитных щелочных ассоциаций. В базанитах встречаются включения ультраосновных пород – шпинелевых лерцолитов. По микроэлементному составу и изотопным соотношениям неодима и стронция они разделяются на деплетированные (D), обогащенные E–типы. Деплетированные лерцолиты имеют низкие концентрации Ba, LREE и Sr, чем континентальная мантия [Hsu et al., 2000; Weaver, 1991] и представляют реститы, из которых выплавлялся базальтовый расплав. Встречающиеся в лерцолитах в интерстициях флогопит и амфибол могут быть образованы в позднюю стадию метасоматического процесса [Zhang et al., 1991]. E–тип лерцолитов обогащен несовместимыми и REE элементами (Hf, Nb, Ta, Th, U, La, Sm и др.), но обеднен TiO₂ и K₂O по сравнению с D–типом лерцолитов. На основании этих данных делается заключение [Hsu et al., 2000] и по данным изотопии стронция (D–тип шпинели ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70381, а E–тип

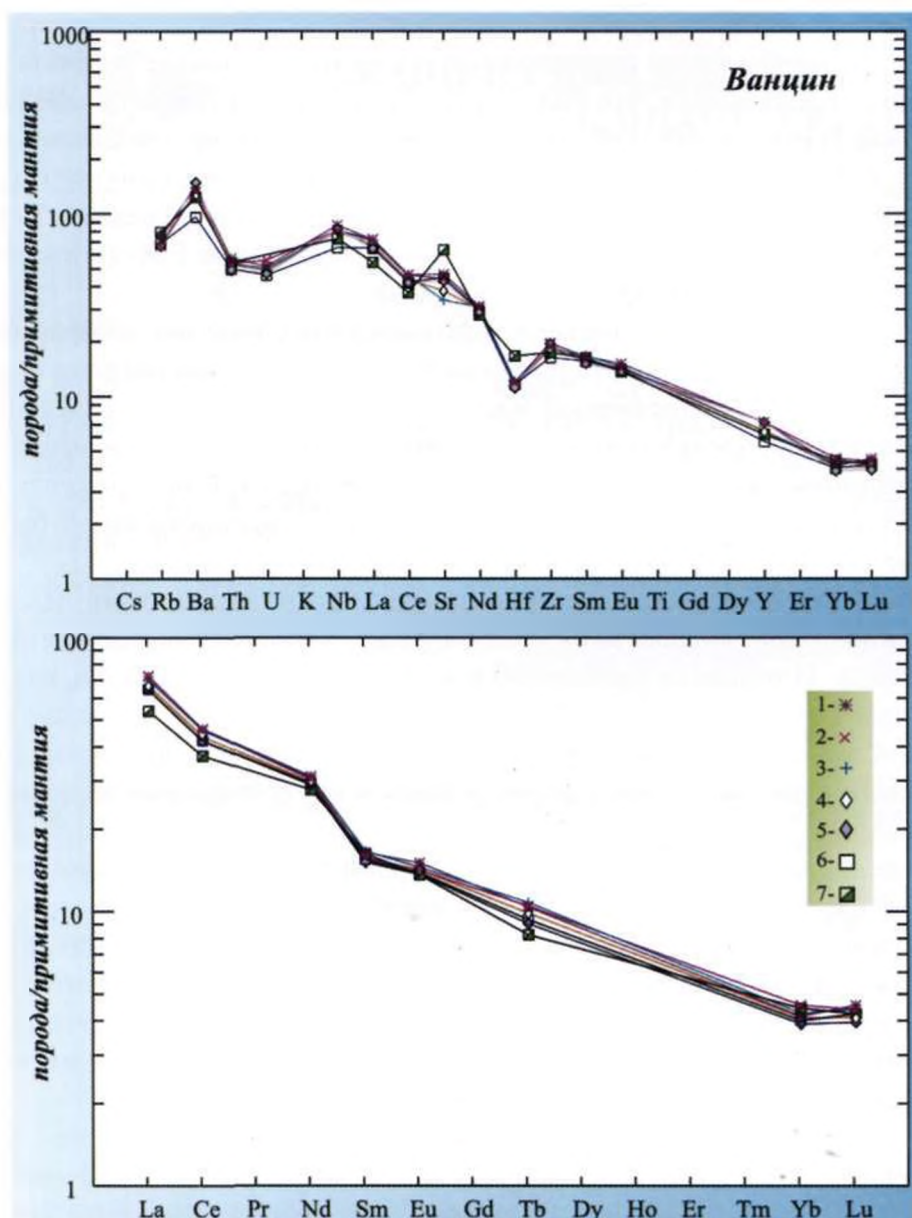


Рис. 17. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии (номера проб соответствуют табл. 12)

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70623$), что они представляют разные слои мантии. Деплетированные лерцолиты представляют верхние слои, а нижние, более глубокие, представлены Е-типом. Толиты, базаниты могут быть дериватами изотонически подобными источниками, но различными по степени парциального плавления мантийных лерцолитов. Этот процесс может быть связан с подъемом астеносферы и утонением литосферной мантии в кайнозойское время, когда активизировались разломы и проявился процесс рифтинга, термальная эрозия литосферной мантии и декомпрессионного плавления, которое способствовало смешению астеносферного расплава с составом ЕМ-I литосферной мантии.

Базаниты, которые встречаются на окраине огромной впадины Сунляо, к западу от основной рифтовой системы Таньлу, могли подвергаться 5–8 % плавлению шпинелевых лерцолитов на относительно глубоких уровнях, что соответствует метасоматизированным зонам и, следовательно, обогащаться несовместимыми элементами. Тогда как толиты и оливиновые базальты могли генерировать на различных уровнях, но менее глубоких, чем базаниты при различных степенях частичного плавления верхнемантийного материала.

Извержения лав с ЕМ-I характеристиками в миоцен-голоцене имеет высокое значение для понимания долговечности их изотопного различного материала. Замечательно, что некоторые исследователи доказывали, что ЕМ-I литосферная мантия была проявлена в архейского время [Menzier and Hawkesworth, 1987; и др.]. Однако, основание, где развиты эти базаниты, имеют возраст 1.7–1.8 млрд лет [Zhang et al., 1984] или еще моложе (700–800 млн лет). Данные по изотопии неодима позволяют предполагать, что возраст по определениям $T(Dm)$ литоплита не более 700–800 млн лет. Это определяет, что формирование ЕМ-I литосферной мантии может быть продолжено до пост-архейского времени.

Таким образом, суммируя все данные можно высказать сомнение, что формирование всего комплекса щелочных пород этого региона могло быть связано с механизмом сложных взаимоотношений астеносферной, литосферной мантий и процессов, обуславливающих проявления щелочного магматизма на протяжении всего кайнозоя с устойчивыми проявлениями характера обогащения изотопными метками и т.д. особенно в центре этой внутриплитной провинции. Есть все основания предполагать, что эти особенности и сложности могут быть сняты, если предложить модель плюмового вулканизма.

Исследователи этого региона, особенно по петрологии и геохимии [Zhang et al., 1991, 1995] предпочтение отдают модели влияния субдукции, когда рассматривают вулканизм до голоценового возраста. И только на рубеже 350 тыс лет назад, т.е. тогда, когда, как предполагают, началась стогнация Тихоокеанского слэба под Северо-Восточную Азию исследователи считают, что щелочной вулканизм голоценового возраста был связан с процессом рифтообразования и плавлением при декомпрессии и формированием внутриплитных щелочно-базальтовых вулканов и покровов.

Проведенные исследования с определением характера поведения несовместимых элементов, в том числе REE, изотопии Sr, Nd, Pb и Th, показали, что не только в молодых щелочных базальтоидах региона (с возрастом менее 350 тыс лет), но и в более древних, в таких вулканических центрах, как Чанбайшань, Цинбоху, Удалянчи-Кэлоу, Эркэшань, которые были активными со средне-позднего миоцена и по настоящее время, не проявлены признаки субдукционных меток. Это хорошо прослежено по изотопным соотношениям стронция, свинца, тория и характеру соотношений несовместимых элементов.

Предложенная ранее модель формирования Восточно-Азиатского плюма полностью удовлетворяет условиям его развития и подтверждается как геофизическими, так и петролого-геохимическими исследованиями, проведенными на этой территории за последние годы.

Этот ареал позднекайнозойского (позднемиоцен–голоценового) щелочного вулканизма располагается на окраине северной части бассейна Сунляо (рис. 1). Вулканический центр контролируется разломами системы Таньлу северо–восточного направления и субширотной системой разломов Наньцзян, являющий западным продолжением широтной зоны Сяокум восточного Сихотэ-Алиня. В состав этого центра входят группа вулканов Цигулинхэ и Нюминхэ, расположенные к северу от группы вулканов УЭК, расположено еще два центра в бассейнах рек Цигулинхэ и Нюминхэ [Zang et al., 1995] (табл. 13).

Таблица 13

Вулканы вулканического ареала Удалянчи–Эркэшань–Келуо

Вулканический центр (с севера на юг)	Координаты		Кол-во вулканов	Площадь (км ²)	Возраст, млн лет, тыс лет	Петрохимический тип пород
	Широта	Долгота				
Цигулинхэ	51°05′	124°45′	1	≈ 20	0.30–0.19	Lc–Ba
Нюминхэ	49°10′–50°00′	122°30′–124°20′	25	2000	2.3–0.46	Lc–Ba
Келуо	49°00′–49°35′	125°30′–125°15′	17	350	16.7–7.5 (130 тыс лет)	Ol–Lc, Lc–Ba, Tr–Ba
					0.6–0.32	Lc–Ba
Удалянчи	48°30′–48°50′	126°06′–126°45′	14	800	50 тыс лет	Tr–Ba
					1721–1726 AD 1776	Ol–Lc Lc–Ba

В отличие от большинства вулканических ареалов и центров Юга Дальнего Востока, в которых распространена K–Na щелочная базальтоидная серия (Ol базальты, базаниты и т.д.), здесь развита высокощелочная калиевая серия, представленная оливин–лейцититами (Ol–Lc), лейцититовыми базанитами (Lc–Ba) и трахибазальтами (Tr–Ba). Кроме того, на Дальнем Востоке известно еще несколько ареалов вулканических центров: вулкан Болонь (на острове Болонь в низовье р. Амур) [Сахно, Октябрьский, 1961, 1963; Приходько и др., 1996] и лейцититовые базаниты Артемовской впадины Приморья [Сахно и др., 2005].

Проявления калиевых щелочных пород для петрологов всегда представляют большой научный интерес. Вопросы петрогенезиса этих пород рассматривались неоднократно как российскими, так и зарубежными исследователями [Заварицкий, 1936; Когарко, 1996, 2006; Рябчиков, 2000; Богатиков и др., 1991; Mitchell, Bergmann, 1991; Foley, Pecctrilo, 1992; Zhang et al., 1995, 1998; Zou et al., 2003; Сахно, 2001].

Фундаментом, на котором располагаются вулканы группы УЭК, являются осадочно-вулканогенные комплексы впадины Сунляо, развитие которой связано с началом континентального рифтообразования системы Таньлу с позднеюрского времени вплоть до позднего кайнозоя. В пределах континентальной впадины сформировалась осадочно-вулканогенная толща мощностью более 7 км. Бурением доказано, что она имеет блоковое строение и фундамент представлен породами палеозоя и протерозойскими кристаллическими сланцами и гранитами.

Возраст центра Келуо и Удаляньчи по данным [Zhang et al., 1995; Сахно, 2001; Сахно, в печати]

Вулканы	Тип пород	Возраст, млн лет, тыс лет	Число анализов
Группа Келуо			
Данцяишань	ol-lc	8,7–7,0	8
Нэйшань	ol-lc	7,0	2
Михенань	ol-lc и trba	9,6	2
Наншань	trba	130* тыс лет	4
Даяшань	lc-ba	0,13	2
Гушань	lc-ba	Голоцен (?)	4
Группа Удаляньчи			
Гелациушань	trba	0,46	1
Уохушань	lc-ba и trba	0,56	4
Цюдебушань	trba	0,32	4
Бидшишань	trba	0,45–0,28; 0,48*	3
Яоцяншань	lc-ba и trba	Плейстоцен (7)	3
Лонгменшань	trba	Голоцен (?)	2
Хиаогушань	lc-ba и trba	0,32; 0,42*	7
Лаохэйшань	lc-ba и trba	AD 1719–AD 1721	25
Хуошаошань	lc-ba и trba	AD 1719–AD 1776 0,50*, 50 тыс лет	

Примечание. Ol-lc – оливиновый лейцитит; lc-ba – лейцитовый базальт; trba – трахибазальт. * – данные автора

ет правильную коническую форму, в центральной части которой существует кратер глубиной приблизительно 80–100 м, заваленный пирокластикой, но в западной части обнажаются лавы. Из западных и восточных боковых прорывов вытекали лавовые потоки, которые сформировали сложную глыбовую поверхность с застывшими лавовыми озерами. Мощность потоков 2–3 м. Они наслаиваются один на другой, образуя покров не более 100 м. Вулкан Хуошаошань, расположенный к северо-востоку в нескольких километрах от предыдущего, в начальной фазе испытал взрывное извержение и его отвесные стенки кратера на юго-восточном и северном краю кальдеры образуют отвесные внутренние стенки, в которых обнажаются лавовые покровы конуса, в некоторых местах рассеченные дайками стекловатых базальтов того же состава. На восточной и западной частях кальдеры стенка обрушена и здесь отмечаются центры, из которых вытекала жидкая лава и текла на север и запад, встречаясь с потоками вулкана Лаохэйшань. Покровы лейцитовых базальтов и трахибазальтов с северо-востока по дуге оконтуривают лавовые покровы. На юге современные потоки заполнили узкую долину (рис. 18)

Как видно из анализа (табл. 14) возрастов извержений вулканов ареала, вулканический процесс развивался длительно, начиная с среднего миоцена (центр Келуо) (рис. 20).

Новая фаза, как правило, начиналась формированием нового центра площадного излияния (типа плато) и завершалась эксплозивными извержениями в форме моногенных вулканов на поверхности покровов. Историческое извержение (группа Удаляньчи) проходило в центре овала плейстоценового этапа вулкана и сопровождалось центральной просадкой (рис. 19).

Таким образом, позднемиоценовые, плейстоценовые и исторические лавы представляют собой уникальное явление долгоживущего калиевого вулканизма, изучение которого имеет огромное значение для решения многих вопросов петрологии, геохимии, геодинамики и эволюции происхождения калиевых магм и глубинных источников.

В вулканическом поле Келуо насчитывается 17 вулканических центров, представляющих моногенные вулканические постройки, сложенные пирокластическими образованиями и покровами калиевых базальтов (оливиновых лейцититов) вокруг них. Основная часть этих вулканов представлена позднемиоценовыми излияниями. Четыре конуса и лавовые потоки – плейстоценового возраста. И лишь один – является голоценовым с возрастом 130 тыс лет (табл. 14).

Вулканическое поле Удаляньчи представляет собой овал, ось которого имеет восточно–северо–восточное направление. Большая его часть представлена шлаковыми конусовидными постройками, иногда с хорошо сохранившимися кратерами, высота которых редко достигает 300–400 м. В центре этого овала расположена чашеобразная депрессия, в середине которой размещаются два современных вулкана – Лаохэйшань и Хуошаошань. Вулкан Лаохэйшань имеет

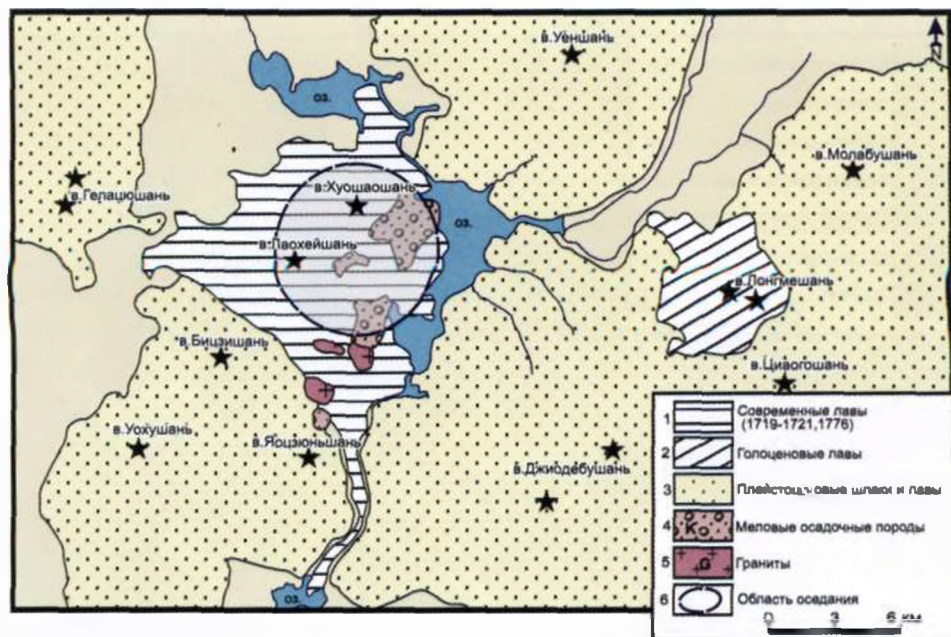


Рис. 18. Геологическая схема вулканов группы Удалянчи (Ma, 1987; Zhang et al. 1995)

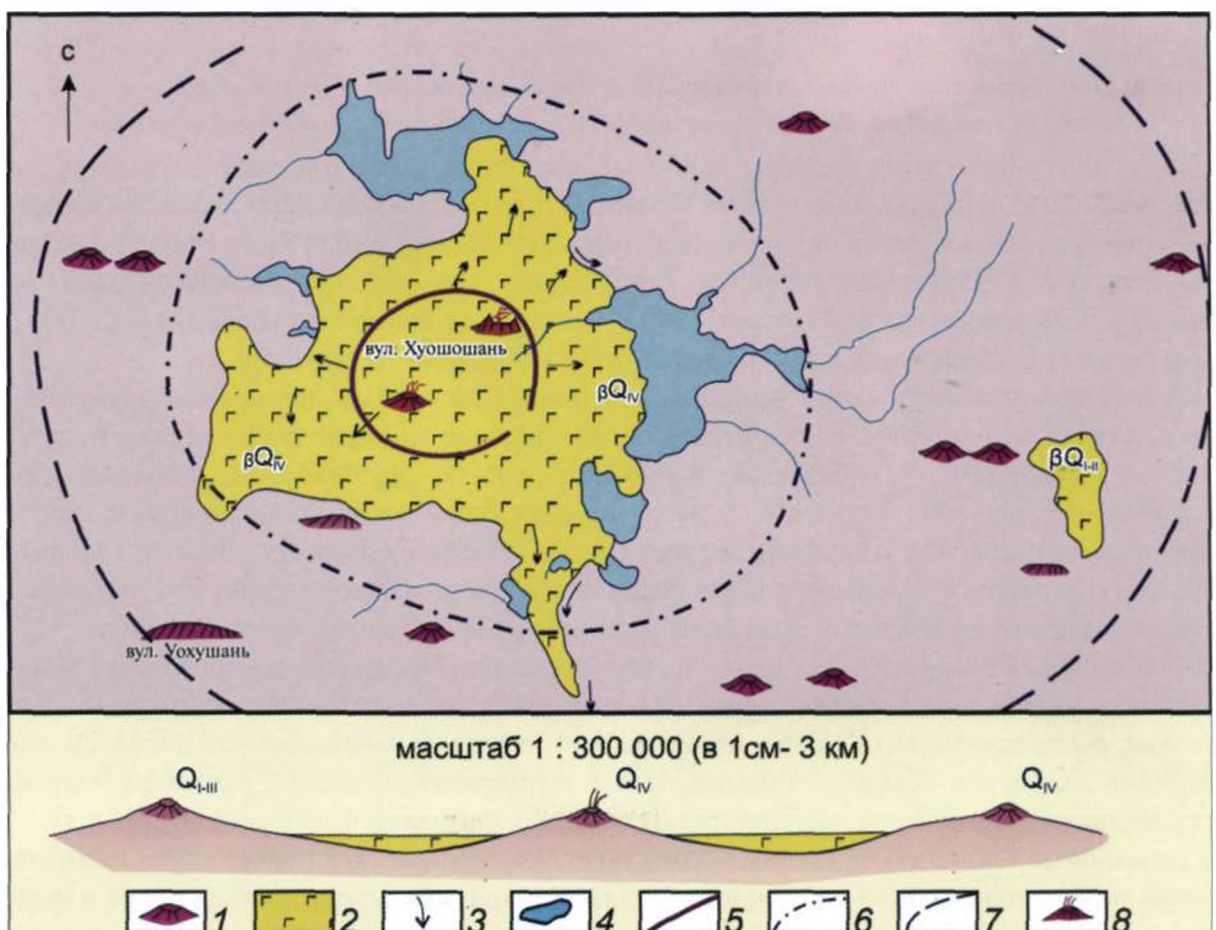


Рис. 19. Схема расположения вулканов группы Удалянчи.

1 – вулканические постройки (Шлаковые конусы); 2 – базальтовое поле 1719-1721 от излияния; 3 – направление течения пеплов; 4 – водная чаша, центральной депрессии; 5 – центральная депрессия вокруг современных вулканов; 6 – депрессия по внешнему контуру; 7 – вулканический овал центров голоценового вулканизма; 8 – вулканы извергавшиеся в 18 столетии

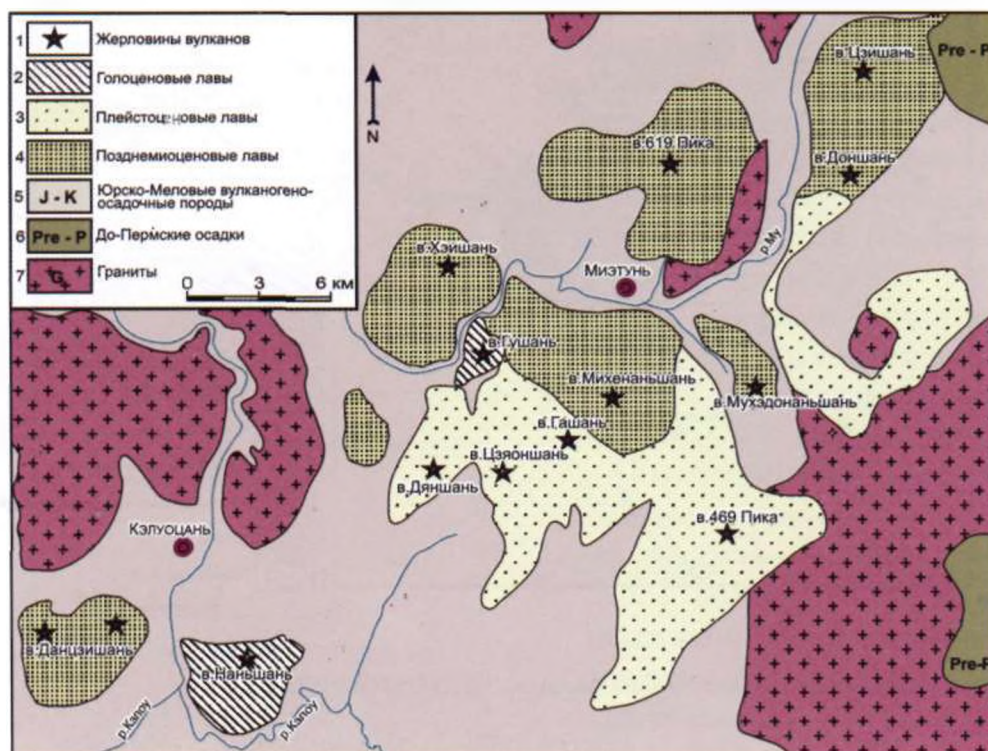


Рис. 20. Геологическая схема вулканического центра Келуо (по Zhang et al., 1995; Feng et al., 1986)

По петрографическому составу калиевые щелочные базальты подразделяются на три типа: оливиновые лейциты, лейцитовые базаниты и трахибазальты. Породами данного петрографического состава в разное время занимались А.Н. Заварицкий [1936], Zhou and Armstrong [1982], Peng et al. [1986] и многие другие. В последние годы детальное описание было сделано Ц. Фаном и Р. Хупером [Fan and Hooper, 1991], М. Чангом с коллегами [Zhang et al., 1991; 1993] и др., а также В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [2000], В.Г. Сахно [2001] и др.

На основании исследований комплекса калиевых щелочных пород были выделены три основных группы: оливиновые лейцититы, свойственные миоценовому вулкану Келуо; лейцититовые базаниты и трахибазальты вулканов Удалянчи–Эркэшань, т.е., главным образом, плейстоцен–голоценовые излияния. В этих породах были отмечены мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, отдельные ксенокристы, главным образом, оливина. Оливиновые лейцититы отличаются от лейцититовых базальтов и трахибазальтов присутствием нефелина, калиевого полевого шпата и высокой доли мафических минералов, а также лейцита.

В лейцититовых базанитах, как правило, нет нефелина, но постоянно присутствует лейцит. В трахибазальтах, в отличие от базанитов и оливиновых лейцититов, нет лейцита. Во всех породах трех типов постоянно в фенокристах находится оливин, моноклинный пироксен, лейцит. В основной массе, как обычно, стекловатой или голокристаллической, рассеяны микрофенокристы оливина, клинопироксена, лейцита и оксида, санидина и флогопита.

Оливиновые лейцититы известны в трех вулканах вулканического поля Келуо – Данцишань, Нейшань и Михенаньшань. Оливиновые базальты и трахибазальты присутствуют в вулканах всех трех центров. Оливиновые лейцититы и трахибазальты находятся в ассоциации только в одном вулкане Келуо – Данцишань [Zhang et al., 1995].

Мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов были обнаружены в большинстве вулканов УЭК. Фенокристы оливина слабо зональны, содержание Fo колеблется от 90 до 75 %, а в основной массе от 85 до 60 %. Следует подчеркнуть, что в оливиновых лейцититах в со-

ставе оливина Fo—молекул больше, чем в лейцититовых базанитах и трахибазальтах (80 и 70 соответственно). Клинопироксен относится к богатым кальциевой компонентой с высоким содержанием TiO_2 (до 3.5 %) и глинозема (до 7.5 %). Это относится и к содержанию натрия (0.29–3.0 %) и хрома (0.88–0.30). Пироксен, как правило, зонален, что связано с вариациями содержаний Al_2O_3 и TiO_2 . Зерна лейцита идиоморфны, свежие и химически гомогенны. В оливиновых лейцититах наблюдаются зерна нефелина, которые представлены в виде интерстиций в породах. Для него характерны вариации содержаний щелочей и кремнезема. В основной массе встречаются зерна анортклаза, калиевого полевого шпата и редкие – плагиоклаза, главным образом, в трахибазальтах. В оливиновых лейцититах обнаружены каймы флогопита вокруг зерен оливина, а также отдельные пластинки красно-бурого цвета, которые содержат высокие концентрации BaO (до 11.5 %), TiO_2 (10–13 %) [Zhang et al., 1993]. Кроме того, известны два типа шпинелей: хромистые разности (до 52 мол. % хрома) и глиноземистые (до 42 мол. %). Титаномагнетиты образуют каймы вокруг хромистой шпинели, в основной массе встречается ильменит. Вулканические стекла, которые составляют до 85 % в породах покрова, богаче SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и BaO, но беднее в содержаниях MgO, Fe_2O_3 и CaO, чем в родственных лавах [Zhang et al., 1993].

Изучение петрохимического и геохимического составов и изотопные данные (Sr, Nd, Pb) позволяют подчеркнуть следующие особенности, главными из которых являются: низкое содержание Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 и Sc, но высокие концентрации K_2O (3,5–7,1) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (> 1) и несовместимых элементов (табл. 14, 15, 16, 17).

Таблица 15

Химический (масс %) и микроэлементный (ppm) составы пород вулканов группы Удалянци

	O-1944/1	O-1944/3	O-1944/5	O-1946/1	O-1947/1	O-1947/7	O-1949/1	O-1949/2	O-1949/7
SiO_2	51.05	48.12	47.88	51.08	47.83	48.59	49.45	50.20	48.83
TiO_2	2.26	2.05	2.10	2.74	2.60	1.98	2.20	2.25	2.14
Al_2O_3	14.34	13.90	13.30	14.03	12.72	13.99	14.00	13.69	13.69
Fe_2O_3	2.60	4.65	2.91	5.90	6.60	3.27	3.10	4.92	3.46
FeO	6.38	4.81	7.26	3.18	4.25	4.88	7.03	4.57	6.12
MnO	0.11	0.13	0.13	0.12	0.15	0.17	0.14	0.13	0.15
MgO	6.75	8.43	9.08	6.10	7.50	8.41	6.65	6.89	6.99
CaO	6.42	7.72	7.47	5.34	7.16	7.64	7.37	6.99	7.97
Na_2O	3.79	4.03	3.93	3.61	3.93	4.14	3.79	4.00	4.25
K_2O	4.44	4.22	4.26	5.20	4.81	4.63	4.49	4.60	4.34
P_2O_5	0.86	1.01	0.97	1.20	1.10	1.14	0.88	0.88	0.98
H_2O^*	0.08	0.12	0.00	0.55	0.28	0.16	0.18	0.21	0.44
П.л.п.	0.81	0.73	0.80	0.56	0.61	0.54	0.77	0.50	0.67
Сумма	99.89	99.92	100.09	99.61	99.54	99.54	100.05	99.86	100.13
Be	6.82	5.42	4.87	5.73	5.34	5.80	3.99	4.25	5.46
Sc	19.10	17.57	15.19	12.45	10.94	18.19	14.56	15.32	21.30
V	213.03	189.75	173.18	144.15	125.48	206.23	153.95	170.04	223.65
Cr	364.37	297.27	287.18	167.05	201.95	378.42	208.77	198.48	389.87
Co	51.25	43.90	43.20	32.72	32.19	52.08	36.04	37.42	51.18
Ni	265.05	228.03	267.17	154.50	180.76	295.78	133.11	125.38	242.54
Cu	76.30	48.06	67.43	55.37	58.22	79.93	60.94	63.58	61.01
Ga	33.34	26.47	23.15	23.66	22.97	28.39	22.12	23.74	30.68
Ge	1.78	1.53	1.23	1.31	1.23	1.61	1.22	1.32	1.57
Rb	151.15	115.86	102.38	128.67	108.37	122.77	98.01	107.01	123.02
Sr	1899.56	2056.98	1685.55	1668.43	1341.07	2018.04	1175.03	1359.95	2195.08
Y	28.38	29.94	24.75	21.92	19.50	29.42	17.96	20.15	31.52
Zr	562.87	303.22	308.95	418.31	408.66	330.52	296.98	328.25	376.22
Nb	83.67	69.37	54.45	62.92	47.32	75.22	47.46	55.71	64.52

	O-1944/1	O-1944/3	O-1944/5	O-1946/1	O-1947/1	O-1947/7	O-1949/1	O-1949/2	O-1949/7
Mo	5.00	4.83	5.05	3.66	3.98	5.99	3.17	2.88	4.51
Sn	4.16	3.10	3.32	5.58	3.07	3.82	2.64	4.38	3.23
Sb	0.78	0.70	0.66	0.58	0.59	0.43	0.30	0.26	0.35
Cs	1.19	1.01	0.95	0.86	0.81	1.09	0.84	1.00	1.16
Ba	2266.73	2198.42	1872.06	1942.07	1502.17	2277.24	1581.26	1736.48	2367.30
La	131.47	141.87	117.59	106.34	94.20	130.62	70.25	78.47	131.54
Ce	255.25	269.73	226.23	214.45	183.00	250.32	138.36	157.83	255.08
Pr	26.57	29.26	23.89	23.02	19.60	28.02	15.64	17.56	29.01
Nd	95.15	103.06	84.87	81.46	68.25	103.73	59.57	65.08	104.43
Sm	16.23	16.56	14.22	12.92	11.34	17.33	10.42	11.49	18.23
Eu	4.38	4.62	3.83	3.58	2.87	4.89	2.88	3.24	4.96
Gd	13.23	13.07	11.92	9.52	8.87	13.94	8.64	9.29	13.48
Tb	1.37	1.40	1.36	1.04	0.87	1.42	0.93	1.09	1.49
Dy	6.88	6.81	5.87	5.33	3.97	7.97	4.64	5.46	8.63
Ho	1.21	1.29	1.05	0.90	0.84	1.29	0.83	0.89	1.37
Er	2.88	2.78	2.14	1.91	1.91	2.82	1.73	2.11	3.11
Tm	0.33	0.33	0.29	0.25	0.23	0.35	0.23	0.26	0.39
Yb	2.16	2.28	1.77	1.60	1.53	2.30	1.54	1.69	2.57
Lu	0.28	0.26	0.24	0.19	0.18	0.24	0.18	0.24	0.29
Hf	12.16	6.29	6.48	8.70	8.36	7.09	6.42	7.04	7.98
Ta	4.60	3.69	2.97	3.35	2.65	4.17	2.72	3.08	3.40
Tl	0.22	0.34	0.10	0.21	0.26	0.09	0.15	0.16	0.29
Pb	18.81	20.05	15.04	15.73	15.85	17.17	11.41	12.64	18.66
Th	13.21	13.72	11.65	8.60	9.25	13.43	7.79	8.73	13.35
U	2.64	2.62	2.28	1.82	1.83	2.65	1.61	1.82	2.52
K/Na	1.17	1.05	1.08	1.44	1.22	1.12	1.18	1.15	1.02
K/Ti	1.96	2.06	2.03	1.90	1.85	2.34	2.04	2.04	2.03
Cr/Ni	1.37	1.30	1.07	1.08	1.12	1.28	1.57	1.58	1.61
Sr/Rb	12.57	17.75	16.46	12.97	12.37	16.44	11.99	12.71	17.84
Ce/Yb	118.17	118.30	127.81	134.03	119.61	108.83	89.84	93.39	99.25
Nb/Yb	38.74	30.43	30.76	39.32	30.93	32.70	30.82	32.96	25.11
Zr/Yb	260.59	132.99	174.55	261.44	267.10	143.70	192.84	194.23	146.39
Ba/Nb	27.09	31.69	34.38	30.87	31.74	30.27	33.32	31.17	36.69
Rb/Sr	0.08	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06
Sm/Nd	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17
U/Pb	0.14	0.13	0.15	0.12	0.12	0.15	0.14	0.14	0.14
Th/U	5.00	5.24	5.11	4.73	5.05	5.07	4.84	4.80	5.30
Nb/Y	2.95	2.32	2.20	2.87	2.43	2.56	2.64	2.76	2.05
Ta/Yb	2.13	1.62	1.68	2.09	1.73	1.81	1.77	1.82	1.32
La/Nb	1.57	2.05	2.16	1.69	1.99	1.74	1.48	1.41	2.04
Ba/La	17.24	15.50	15.92	18.26	15.95	17.43	22.51	22.13	18.00
Ba/Th	171.59	160.23	160.69	225.82	162.40	169.56	202.99	198.91	177.33
Rb/La	1.15	0.82	0.87	1.21	1.15	0.94	1.40	1.36	0.94
Ce/Pb	13.57	13.45	15.04	13.63	11.55	14.58	12.13	12.49	13.67

Таблица 16

составы
Химический (мас %) и микроэлементный (ppm) пород вулканов группы Удаляинчи-Эркэшань-Келуо
[Zhang, et al., 1995; Сахно, 2001]

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Порода	ol-lc	ol-lc	ol-lc	ol-lc	trba	lc-ba	lc-ba	lc-ba	trba	trba	trba	trba	trba	lc-ba	trba	lc-ba	XGL	Bilabe
SiO ₂	43,63	43,79	44,83	43,47	55,08	52,46	50,04	50,94	50,84	53,91	53,71	53,89	49,71	51,14	52,79	48,16	48,30	45,75
TiO ₂	2,06	2,40	2,21	2,29	2,21	3,03	2,75	2,57	2,32	2,21	2,21	2,32	2,25	2,48	2,30	2,29	3,18	2,36
Al ₂ O ₃	10,55	11,83	13,30	11,89	14,11	14,52	13,89	13,50	13,61	14,40	13,94	13,95	13,13	13,55	13,81	12,95	10,92	11,54
Fe ₂ O ₃	10,23	10,80	9,92	9,95	8,32	8,57	9,38	8,51	9,30	7,99	8,09	8,40	9,59	9,01	8,21	16	8,16	10,96

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Порода	ol-lc	ol-lc	ol-lc	ol-lc	trba	lc-ba	lc-ba	lc-ba	trba	trba	trba	trba	trba	lc-ba	trba	lc-ba	XGL	Bilahe
MnO	0,16	0,16	0,16	0,17	0,10	0,10	0,12	0,11	0,17	0,09	0,10	0,11	0,13	0,12	0,11	0,14	0,13	0,18
MgO	14,07	10,65	7,95	11,77	4,79	3,86	5,14	6,55	6,34	5,49	6,12	5,88	7,94	6,47	5,57	7,75	7,15	11,21
CaO	9,76	9,69	9,29	10,33	6,33	5,16	6,80	5,85	5,91	5,05	5,90	5,45	7,33	6,21	5,19	8,11	6,03	8,43
Na ₂ O	3,45	4,17	4,35	2,95	3,50	3,98	4,03	3,57	3,64	4,42	3,32	3,98	4,09	3,73	3,89	4,18	1,95	3,56
K ₂ O	3,99	4,56	5,34	3,84	3,58	6,96	5,85	5,74	5,18	5,00	5,19	5,43	4,76	5,36	5,43	4,59	8,77	3,56
P ₂ O ₅	0,81	1,16	1,17	0,99	0,66	1,30	1,30	1,17	0,97	1,07	0,90	0,99	1,09	1,02	0,99	1,11	1,70	0,90
Ппп	0,29	0,04	0,86	1,51	0,25	0,01	0,65	0,49	0,98	0,21	0,16	0,33	0,11	0,18	0,83	0,03	2,36	1,25
Сумма	99,29	99,58	99,82	99,56	99,21	100,35	100,39	99,40	99,60	100,20	100,00	100,40	100,25	99,61	99,36	99,40	98,65	99,70
Ni	360	204	101	240	111	43	68	153	162	130	126	174	199	132	148	160	171	297
Cr	487	261	125	352	145	34	53	178	183	164	152	167	240	153	171	200	151	405
Cu	32	33	34	55	38	23	35	45	38	28	49	35	43	41	32	41	35	47
Zn	91	102	104	84	106	124	124	107	112	120	103	106	122	118	118	124	na	na
V	174	208	181	222	107	106	130	116	118	102	117	118	135	133	108	135	125	152
Y	22,4	26,5	29,8	24,2	19,1	24,6	26,0	24,0	21,0	19,6	18,9	23,7	25,0	22,9	23,1	26,5	na	na
Sc	20	19	17	2	12	10	12	13	13	8,9	9,6	13	14	13	13	13	17,6	17,6
Rb	84,9	81,6	106	104	70,7	132	107	110	86,7	91,5	93,2	102	88,0	99,3	100	88,7	181	92
Sr	1153	1735	2030	1550	1104	1666	1715	1496	1339	1565	1325	1420	1418	1272	1353	1653	1449	1257
Ba	1542	1912	1977	2081	1363	2037	2152	2045	1747	1554	1739	1565	1663	1778	1548	1912		
Zr	269	342	418	293	425	695	469	523	419	377	377	544	401	456	532	373	832	325
Hf	6,8	6,4	8,0	4,5	6,7	16	9,8	11	-	8,7	7,3	13	7,9	11	-	6,9	22,0	6,9
Ga	17	20	22	18	22	26	25	22	22	23	22	22	22	23	23	21	na	na
Nb	78	84	101	69	29	84	77	68	60	63	49	66	71	69	66	72	65	85
Ta	4,2	4,5	5,9	3,7	1,3	4,1	3,5	-	-	2,6	2,4	3,2	-	3,8	-	4,1	3,3	4,7
Th	7	9	12	8	4	7	8	6	6	7	5	6	8	7	7	8	8,3	7,5
U	1,3	1,7	1,7	1,7	0,8	1,6	1,2	-	-	1,3	-	1,3	-	1,5	-	1,9	1,5	1,2
Pb	7	12	16	13	13	17	14	14	12	13	11	13	11	23	16	12	19,4	10,6
Co	51	42	29	-	24	22	34	-	35	26	34	29	-	27	22	-	23	43
Be	3,3	3,9	4,1	2,9	3,2	6,4	3,8	3,6	2,9	3,8	2,9	5,5	3,3	4,2	4,7	3,1	na	na
Cl	1890	1680	2700	1590	200	870	1450	460	760	498	40	890	930	1280	760	1710	na	na
F	930	1030	1180	990	1090	1340	1230	1020	1020	1310	870	960	930	980	1200	1030	na	na
La	80	110	125	101	60	106	119	104	74	80	63	83	87	85	82	99	186	69
Ce	149	212	231	184	122	202	222	190	149	152	122	159	167	165	157	185	307	142
Pr	17	-	25	21	15	23	-	20	-	18	14	18	18	-	18	21	na	na
Nd	62	83	91	74	57	82	88	75	61	65	54	65	68	67	66	78	142	67
Sm	11	13	15	12	9,4	13	15	12	11	11	9,3	11	11	12	11	13	22,7	11,5
Eu	2,8	3,7	4,0	3,1	2,5	3,5	4,1	3,2	2,8	2,9	2,5	3,0	3,2	3,6	3,0	3,7	5,2	2,9
Gd	7,7	-	11	11	6,5	9,7	-	8,1	8,2	7,4	6,6	8,2	8,3	-	7,8	10	na	na
Tb	1,0	1,0	0,9	0,9	0,7	0,9	1,6	-	0,8	1,0	1,0	1,0	-	0,9	-	1,0	1,7	1,5
Dy	4,6	-	6,2	6,2	3,8	5,2	-	4,9	-	4,1	3,8	4,6	5,0	-	4,6	5,6	na	na
Ho	0,9	0,8	1,2	1,0	0,7	1,1	-	0,8	-	0,7	0,7	1,0	0,8	-	0,9	1,0	na	na
Er	2,0	-	2,6	2,2	1,6	1,7	-	1,7	-	1,6	1,6	1,9	1,7	-	2,0	2,2	na	na
Yb	1,3	1,1	1,7	1,5	1,0	1,3	1,0	1,3	0,92	0,89	0,99	1,3	1,3	1,4	1,3	1,4	2,1	1,8
Lu	0,18	0,13	0,25	0,23	0,14	0,19	-	0,18	0,15	0,12	0,14	0,19	0,16	0,17	0,18	0,20	0,19	0,26

Примечание. Fe₂O₃ – как общее железо. Анализы: Базальты: 1-7 – вулканов группы Келуо; 8 – Эркэшань; 9-16 – вулканов группы Удалянци. Общая сумма дана с учетом SrO+BaO (вес. %)

Таблица 17

Химический и микроэлементный состав пород вулканов СВ Китая [Zhang et al., 1998]

	XGL	Bilahe	DZ-4	Gla	H-38	RB-53		XGL	Bilahe	DZ-4	Gla	H-38	RB-53
	Xiaogu-luhe	Nuom-inhe	Keluo	Keluo	Wuda-lianchu	Erke-shan		Xiaogu-luhe	Nuom-inhe	Keluo	Keluo	Wuda-lianchu	Erke-shan
SiO ₂	48.30	45.75	43.83	52.46	48.16	51.44	Er	na	na	1.9	0.7	2.2	1.6
TiO ₂	3.18	2.36	2.08	3.03	2.29	2.47	Yb	2.1	1.8	1.3	1.3	1.4	1.2
Al ₂ O ₃	10.92	11.54	10.65	14.52	12.95	13.56	Lu	0.26	0.19	0.19	0.19	0.20	0.18

	XGL	Bilahe	DZ-4	Gla	H-38	RB-53		XGL	Bilahe	DZ-4	Gla	H-38	RB-53
	Xiaogu- lihe	Nuom- inhe	Keluo	Keluo	Wuda- lianchi	Erke- shan		Xiaogu- lihe	Nuom- inhe	Keluo	Keluo	Wuda- lianchi	Erke- shan
Fe ₂ O ₃	8.16	10.96	10.13	8.57	9.76	8.48	Hf	22.0	6.9	5.4	16.0	6.9	9.9
MnO	0.13	0.18	0.16	0.10	0.14	0.11	Ta	3.3	4.7	4.6	4.1	4.1	4.3
MgO	7.15	11.21	14.15	3.86	7.75	6.65	Pb	19.4	10.6	7.8	17.1	12.1	13.2
CaO	6.03	8.43	9.90	5.16	8.11	5.89	Th	8.3	7.5	6.6	7.2	8.1	5.6
Na ₂ O	1.95	3.56	3.33	3.98	4.18	3.77	U	1.5	1.2	1.1	1.6	1.9	1.1
K ₂ O	8.77	3.56	4.02	6.96	4.59	5.59	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70560	0.70491	0.70500	0.70549	0.70507	0.70553
P ₂ O ₅	1.70	0.90	0.82	1.30	1.11	1.19	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512027	0.512496	0.512500	0.512358	0.512439	0.512316
Ппп	2.36	1.25	0.29	-0.01	-0.03	-0.10	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	16.495	17.093	17.008	16.721	17.058	16.789
Сумма	98.65	99.70	99.36	99.93	99.01	99.05	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.391	15.430	15.410	15.418	15.436	15.397
Be	na	na	2.5	6.4	3.1	4.1	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	36.354	37.128	37.040	36.628	37.189	36.776
Sc	17.6	17.6	20.2	9.7	13.1	11.0	K/Na	4.50	1.00	1.21	1.75	1.10	1.48
V	125	152	180	106	135	105	K/Ti	1.50	1.51	1.93	2.30	2.00	2.26
Cr	151	405	496	34	200	167	Cr/Ni	0.88	1.36	1.28	0.79	1.25	1.18
Co	23	43	na	22	na	28	Sr/Rb	8.01	13.66	12.92	12.62	18.57	14.83
Ni	171	297	388	43	160	141	Ce/Yb	146.19	78.89	121.54	163.08	141.43	151.67
Cu	35	47	37	23	41	40	Nb/Yb	30.95	47.22	58.46	64.62	51.43	53.33
Zn	na	na	92	124	124	98	Zr/Yb	396.19	180.56	200.00	534.62	266.43	413.33
Ga	na	na	16.8	26.4	21.3	22.6	Ba/Nb	76.65	16.87	21.55	24.25	26.56	29.72
Rb	181	92	89	132	89	103	ΣREE+Y						
Sr	1449	1257	1150	1666	1653	1528	Rb/Sr	0.12	0.07	0.08	0.08	0.05	0.07
Y	na	na	22.3	24.6	26.5	22.6	Sm/Nd	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14
Zr	832	325	260	695	373	496	U/Pb	0.08	0.11	0.14	0.09	0.16	0.08
Nb	65	85	76	84	72	64	Th/U	5.53	6.25	6.00	4.50	4.26	5.09
Ba	4982	1434	1638	2037	1912	1902	Nb/Y	-	-	3.41	3.41	2.71	2.83
La	186	69	82	111	105	95	Ta/Yb	1.57	2.61	3.54	3.15	2.93	3.58
Ce	307	142	158	212	198	182	La/Nb	2.86	0.81	1.08	1.32	1.46	1.48
Nd	142	67	64	85	82	74	Ba/La	26.78	20.78	19.98	18.35	18.21	20.02
Sm	22.7	11.5	10.4	13.4	13.3	10.7	Ba/Th	600.24	191.20	248.18	282.92	236.05	339.64
Eu	5.2	2.9	2.8	3.5	3.7	2.9	Rb/La	0.97	1.33	1.09	1.19	0.85	1.08
Gd	na	na	7.8	9.7	10.0	7.5	Ce/Pb	15.82	13.40	20.26	12.40	16.36	13.79
Tb	1.7	1.5	0.7	0.9	1.0	0.8	(La/Yb) _n						

Калиевые породы УЭК имеют высокие концентрации LiLe (Ba, Rb, Sr, K) и LREE, но относительно низкие U–Th, но высокие HFSE (Na, Ta) и тяжелые HREE, включая Y.

На спайдердиаграммах нормированные к примитивной мантии они имеют плавную кривую, которая полого снижается от элементов LiLe (Rb, Ba, с положительными аномалиями для K, Rb отрицательными для Th, U и Nb–Ta). Наблюдается согласованная корреляция элементов при уменьшении содержания MgO, K₂O и повышения SiO₂. Тренды корреляции для оливиновых лейцититов, как высокомагнезиальных петрохимических разностей калиевых пород УЭК и лейцититовых базанитов и трахибазальтов, не совпадают и хорошо видны на спайдердиаграммах более глубинными отрицательными аномалиями для Th и U, Ta и Nb, Sr и Hf для трахибазальтов Келуо, так и в современных лавах Удалянци. Эта особенность приближает калиевые породы УЭК по содержанию микроэлементов к щелочным калиевым базальтоидам Восточно-Африканских рифтов. Сравнение с базальтами OIB и щелочными оливиновыми базальтами разломной системы Таньлу СВ Китая показывает определенные различия в концентрациях таких элементов как Ta, Nb и элементов средней группы REE (Sm, Nd), а также Zr, Hf, P (рис. 21).

В сопоставлении с высококалиевыми магматическими породами (лампроиты Италии, Смоки-Бьютт и др.) наблюдаются определенные аналогии, например, деплетированность по Nb–Ta, U–Th и резкая обогащенность Ba, LREE и Zr–Hf и их высокое содержание.

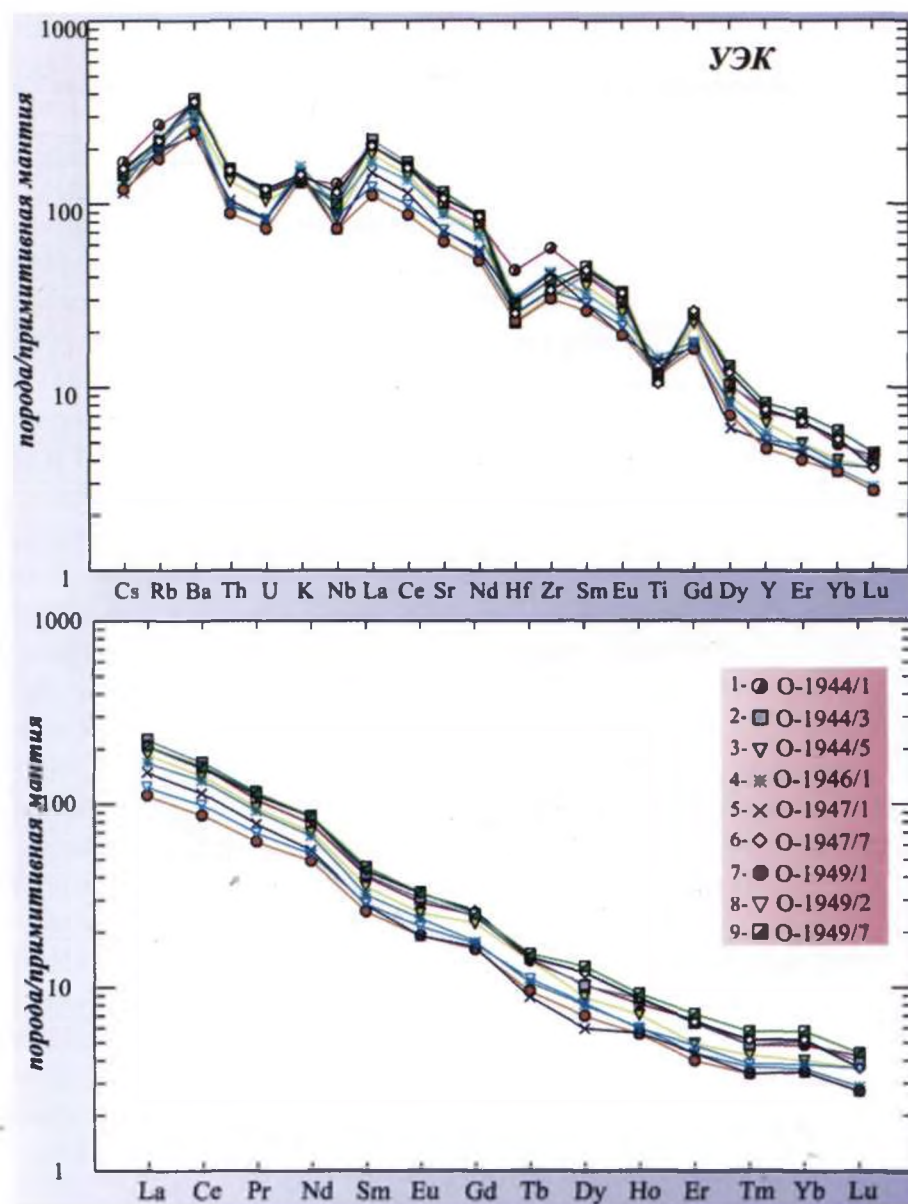


Рис. 21. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии вулканических пород группы вулканов Удалянчи

Определенное различие также существует между УЭК калиевыми породами и типичными позднекайнозойскими щелочными базальтами Таньлу. Породы УЭК имеют более высокие K_2O , Li_2O , LREE, чем щелочные породы Таньлу, которые также близки к ОiВ по содержанию несовместимых элементов.

Весьма показательны изотопные отношения Sr, Nd и Pb в калиевых базанитах (табл. 18). Sr изотопные отношения в УЭК породах находятся в пределах 0.70500–0.70565, Оi-лейциты и некоторые лейцитовые базаниты и трахибазальты, что содержат мантийные ксенолиты, обычно имеют отношения в пределах 0.70500–0.70527 в отличие от базанитов без ксенолитов (0.70533–0.70549). Шесть образцов имеют отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в пределах 0,51250–0,51233 ($\Sigma Nd -2.8 \div -6.3$) и имеют отрицательную корреляцию с Sr/Sr . Pb изотопные отношения в породах УЭК находятся в пределах $^{206}Pb/^{204}Pb - 16.607-17.053$, $^{207}Pb/^{204}Pb - 15.352-15.447$ и $^{208}Pb/^{204}Pb - 36.511-37.204$. Они ложатся с левой стороны от "геохроны" и выше NHRL. Отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ показывают грубую положительную корреляцию с $^{206}Pb/^{204}Pb$. Оi-лейцититы и ксенолит-содержащие лейцитовые базаниты и трахибазальты обычно имеют

Изотопные соотношения Sr, Nd, Pb в калиевых вулканических породах ареала УЭК

Вулкан	Возраст, млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Nd		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
			$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd			
Келуо							
Даншань	8.7–7.0	0.70500±1	0.512497±3	–2.8	17.008	15.410	37.040
	6.3	0.70520±	0.512448±5	–3.7	17.046	15.411	37.204
Михэнаньшань	9.6	0.75549±1	–	–	16.607	15.362	37.151
Гушань	Q_{IV}	0.70549±1	0.512358±6	–5.5	16.721	15.148	36.628
Эркэшань							
Эркэшань	0.56	0.70565±1	–	–	16.841	15.376	36.670
Эркэшань	0.56	0.70553±3	0.512316	–6.3	16.789	15.397	36.776
Удалянчи							
Уохушань	0.56–0.29	0.70527±1	–	–	16.966	15.399	36.811
Лаохэйшань	1719–1721	0.70538±1	0.512383	–5.0	16.805	15.428	36.769
Лаохэйшань	– « –	0.70541±1	–	–	16.900	14.447	36.890
Хуошаошань	1719–1721, 1776	0.70507±1	0.512451	–3.6	17.058	15.436	37.189
Хуошаошань	1719–1721	0.705111	0.512443	–3.8	17.047	15.431	37.130
То же	– « –	0.705054	0.512447	–3.7	17.108	15.461	37.286
То же	– « –	0.705099	0.512439	–3.9	17.045	15.482	37.216
Лаохэйшань	– « –	0.705365	0.512380	–5.0	16.830	15.437	36.775
То же	– « –	0.705189	0.512443	–4.0	17.009	15.445	37.060
То же	– « –	0.705207	0.512425	–4.2	16.968	15.440	37.000
То же	– « –	0.705295	0.512411	–4.4	16.988	15.470	37.002
То же	– « –	0.705356	0.512383	–5.0	16.858	15.449	36.846
То же	– « –	0.705350	0.512390	–4.0	16.907	15.475	36.953
Цигулинхэ							
	0.30–0.19	0.70560	0.512027	–11.9	16.495	15.391	36.354
Нюминхэ							
	2.3–0.46	0.70491	0.512496	–2.8	17.093	15.430	37.128

Примечание. В таблице использованы данные [Zhang et al., 1995; Zou et al., 2003] и результаты определений проб, собранных при исследовании вулканов в 1999–2007 гг. Сахно В.Г. Пробы анализировались в Центре изотопных исследований ИГЕМ РАН (г. Москва), аналитик А.В. Чугаев и в Аналитической лаборатории ИГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск), аналитик Г.П. Сандимирова.

более высокие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения (17.058–16.607), чем те породы, в которых нет мантийных ксенолитов (16.900–16.607). Некоторые такие породы несколько обогащены $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которые имеют низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, но являются высокими в отношении $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. На диаграммах Sr/Sr породы УЭК попадают в поле менее обогащенных конечных членов, чем лампроиты. Они отличаются от базальтов OiB и оливиновых щелочных базальтов (AOB) Таньлу более высокими Sr/Sr и более низкими Nd/Nd. УЭК перекрывают поле Pb–изотопных отношений и ближе других располагаются к калиевым породам известных регионов с калиевым магматизмом (Лейцит–Хиллс, Смоки–Бьютте и др.), а также слюдястых кимберлитов. Калиевые базальтоиды Дальнего Востока с нерадиогенными составами свинца также отличаются от OiB и щелочных базальтов рифтовой системы Таньлу [Zhang et al., 1995].

Изотопно–геохимические и геологические данные могут быть использованы для понимания природы мантийных источников. Для этого необходимо рассмотреть вопрос влияния верхне– и нижнекоровой контаминации на расплав.

Ксенолиты пород коры (граниты, сланцы, терригенные породы и кислые риолиты) были обнаружены в лавах УЭК. Некоторые из них частично расплавлены. Однако, такие элементы

как Ba, Sr, LREE повышают концентрацию только на 1/3 от уровня калиевых базальтоидов [Zhang et al., 1995]. Ассимиляция этих пород должна увеличить содержание элементов LiLa и LREE, т.е. повысить концентрацию в калиевых магмах. Граниты и метасоматические породы имеют высокие Sr/Sr (0.7052–0.7145) и $\epsilon Nd -1,5 \div +2,2$ и $^{206}Pb/^{204}Pb - (17.60-18.47)$, чем вмещающие лавы. Смешение между ними и OIB как радионачальных (материнских) расплавов не может быть большим. Такая контаминация для большинства примитивных пород УЭК резко повысила бы изотопные соотношения, что не наблюдается.

Уровень нижнекоровой контаминации более проблематичен. Этот нижнекоровый компонент, по-видимому, влияет на модификацию калиевых лав УЭК в отношении радиогенных изотопов. Проблемой являются то, что контаминация OIB магм породами нижнекоровой коры не может объяснить высокое содержание элементов LiLa и LREE, а также высокие изотопные соотношения Sr и Nd и низкое Pb в породах УЭК. Это же относится и к отношениям K/Yb и Ta/Yb. Встречающиеся мантийные ксенолиты в породах УЭК Ol-лейцититах, лейцитовых базанитах и трахбазальтах показывают, что они были вынесены из мантии быстро и, таким образом, избежали большемасштабной «переработки». Так, ксенолитсодержащие лавы имеют высокое содержание MgO (15–10 % вес. и 8.0–6.5 % вес.) для Ol-лейцититов и лейцитовых базанитов соответственно и высокую магнезиальность ($Mg^{\#} 0,78-0,70$ и $0,67-0,64$). Из этого можно сделать вывод, что состав ксенолит-содержащих базальтоидов не был подвержен каким-либо изменениям. Это доказывает, что они являются продуктами примитивного плавления. Следовательно, они должны характеризовать их мантийные источники.

При изотопных построениях некоторые исследователи используют тот факт, что радиогенные изотопные составы калиевых пород находятся за пределами реальных составов океанических базальтов (OIB) и не могут быть производными асеносферного или мантийного плюмового источника.

Привлекается модель генерации расплавов из субконтинентальной литосферы (SCLM). В качестве доказательной базы рассматриваются геохимические изотопные характеристики.

Различия в поведении несовместимых элементах между породами УЭК и OIB и кайнозойскими АОВ базальтами системы Таньлу также предполагают, что они не были дериватами из одних и тех же мантийных резервуаров. Анализ геохимических данных (табл. 13–18) позволяет показать это различие и предполагают потенциальный мантийный источник.

1) УЭК калиевые породы имеют более высокий Rb/Sr, но меньшие Sm/Nd и U/Pb отношения, чем для примитивной мантии. Несовпадение этих отношений при сопоставлении пород УЭК с щелочными базальтами Северо-Восточного Китая очевидно. Возникает предположение, что эти соотношения модифицированы вмещающими их породами.

2) Нет корреляции между LREE и другими несовместимыми элементами, такими как Rb, K, Ba и Zr. Это дает возможность предполагать участие двух различных метасоматических фаз – архейских LREE и фанерозойских MARID – подобного обогащения (щелочные металлы и Zr) для источника пород УЭК. Однако, вариации между Sr, Nd и Pb изотопных отношений для пород УЭК подразумевают, что обогащение щелочными металлами и LREE было связано с различными эпизодами – ранними или более поздними. Предполагается, что существует недостаточная корреляция среди несовместимых элементов вместе с недостаточной корреляцией между соответствием в вариациях MgO в породах и содержанием микроэлементов. Существует небольшая гетерогенность мантийных источников в обеих моделях и химических составах, а также различия в магматической эволюции различных извержений.

3) На La/Nb и Ba/Nb диаграммах породы УЭК образуют широкий тренд, который близок, с одной стороны, к тренду базальтов OIB, а с другой – к щелочным базальтам рифта Таньлу, но значительно выше большинства пород OIB и АОВ. Они попадают в поля слюдяных кимберлитов и лампроитов.

Этот тренд не позволяет предполагать, что генерация этих расплавов была при частичном плавлении из источника перидотита. Повышение степени плавления будет повышать La/Nb, но понижать Ba/Nb отношение в расплаве, что соответствует расплавам MORB. Кимберлиты и лампроиты имеют очень высокие концентрации La, Ba, Nb [Fraser et al., 1985; Smitt et al., 1985; Mitchell, Bergman, 1991], коровая контаминация не может иметь влияния на этот тренд. Следовательно, этот тренд доказывает различные мантийные источники для данных пород.

4) При низком содержании Y и HREE породы УЭК обладают Nb и Ta высокими отношениями (Nb/Y и Ta/Yb). Это отличает их от OIB и калиевых пород дериватов из конвергентных тектонических позиций (табл. 15, 16, K/Yb и Ta/Yb). Высокие Nb-Ta/HREE могут быть рассмотрены как результат низкой степени частичного плавления. Однако, как обсуждалось выше, предполагается, что отношения возможно связаны с плавлением мантийного протолита, что несовместимо с плавлением в астеносферной мантии после экстракции базальтовых магм в течение ранней эволюции. Последующий мантийный метасоматоз не обогатил литосферную мантию HREE.

5) Ce/Pb для пород УЭК находятся в пределах 9.2–21.2, ниже, чем это свойственно для океанических базальтов [Hofman et al., 1986]. Эти калиевые породы также имеют Ba/La выше, чем OIB (15.8–23.2 против 7.3), а Rb/La ниже OIB. Это определяет то, что УЭК породы более обогащены Ba и Pb относительно Rb и LREE.

6) Небольшая отрицательная аномалия по Nb и Ta в породах УЭК поднимает вопрос о возможности унаследованности мантийного источника при субдукционном процессе плато Кулу. Деплетированный мантийный клин модифицируется флюидами при дегидротации рециклированных осадков. Однако, в таком случае лавы УЭК должны быть обогащены Pb и иметь положительную корреляцию с изотопами стронция $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, так как океанические осадки имеют первично высокие Pb и Sr изотопные соотношения [Sun, 1980; Hawkesworth, 1988; и др.], чем породы УЭК. Sr и Pb имеют высокую степень растворения во флюидах, что реализуется в процессе дегидратации при субдукции океанических осадков.

Все эти данные, как полагают большинство исследователей, доказывают, что генезис лав УЭК обусловлен участием литосферных источников. Этот источник был сильно обогащен LILE и LREE, в меньшей степени Th-U и HFSE, но обеднен HREE при процессах мантийного метасоматоза.

Не менее доказательна и модель смешения различных источников. Интерпретация геохимических данных позволяет привлекать модели смешения мантийных источников. Имеются большое количество примеров: поздне-мезозойские и кайнозойские базальты OIB, связанные с зонами растяжения (рифтами), щелочные базальты во впадине Сунляо и Большого Хингана [Peng et al., 1986; Сахно, 1994, 2001; и др.], для которых приемлема модель петрогенезиса в результате воздействия поднимающегося астеносферного клина. Породы клина воздействуют на вышележащую истощенную литосферную мантию. Молодые модальные возраста по Nd(T_{DM}) являются следствием процесса, при котором на EM-1 воздействует астеносферная мантия и обуславливает выплавление лав с относительно низкими Sm/Nd отношениями, но высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Peng et al., 1986; Сахно, 1994, 2001] как результат смешения (меньше 200 млн лет).

Базальты УЭК имеют Sr-Nd изотопные соотношения, близкие лампроитам. Внутренние смешения на кривых, которые близки по положению пород УЭК, могут быть построены с использованием Pb-Sr-Nd изотопных данных, суммирующие положение одного конечного источника, каким является лампроит Смоки-Бьютте – (Sb) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7060$; $\epsilon\text{Nd} = -24$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.10$ [Fraser et al., 1985] и другой источник – щелочные базальты Китая (Cb) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7040$; $\epsilon\text{Nd} = +5$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.00$ [Zhon, Carson, 1982; Peng et al., 1986; Сахно, 1994, 2001].

Отношения несовместимых элементов двух конечных членов использованы для пересчета из данных примитивных базальтов УЭК и NE щелочных базальтов [Zhang et al., 1995]. Вариации в несовместимых этих отношениях, т.е. $K/Yb-Ta/Yb$ и $Ba/Nb-La/Nb$, объясняют некоторые пути развития процессов смешения расплавов. Тем не менее, не может быть сделано предпочтение ни одной модели, рассмотренных выше, но астеносферно–литосферное смешение для генерации пород УЭК может быть также приемлемо [Thompson et al., 1990; и др.]. Но обе модели подразумевают существенный вклад в магмы УЭК post–архейской субконтинентальной мантии типа EM–1, для которой свойственно среднее $^{87}Sr/^{86}Sr$, но низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$, обогащение LREE, Rb относительно HREE и Sr, и деплетированность U относительно Pb через метасоматоз в течение протерозойского времени. Если модель смешения приемлема, необходим SCLM–источник с более экстремальными изотопными составами, что не соответствует действительности.

В качестве альтернативной модели могут быть рассмотрены петрологические особенности источника. Породы УЭК имеют низкие содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO и Sr при высоких MgO , чем щелочные базальты других провинций Дальнего Востока. Шпинелевые перидотиты в виде ксенолитов найдены в породах УЭК. Они объясняют природу мантии. Для них характерно низкие модалльные содержания клинопироксена, низкие Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O в породах, но высокие $Cr/Cr+Al$ в клинопироксенах и шпинелях, чем для большинства базальтов, не содержащих ксенолиты. Это согласуется с петрохимическими исследованиями, показывающими, что гарцбургитовые и дунитовые ксенолиты являются обильными среди других мантийных ксенолитов калиевых пород [Foley et al., 1987]. Экспериментальные результаты показывают, что лампроиты могут быть генерированы из слюдястых гарцбургитовых источников [Foley et al., 1992]. Это отражается в диаграммах $La/Yb-Yb$, где степень парциального плавления гипотетического шпинель–перидотитового источника с концентрацией REE примитивной мантии определяет, что шпинелевые перидотиты не могут быть источником УЭК. Кривая GP показывает, что Yb в этом гранатовом перидотите также очень мало для источника, продуцирующего лавы УЭК. Но флогопитовый шпинелевый перидотит (кривая PSP) и флогопит–гранатовые перидотиты, обогащенные LREE и деплетированные по содержанию HREE, могут давать расплавления, близкими к УЭК. Плавление источника происходит при 2.5–5 % не более.

Количественное моделирование для генезиса кимберлитов и лампроитов показывает, что концентрация Th, Yb и Lu в калиевых породах и их мантийных источниках должно быть более деплетировано при $\approx 20\%$ частичного плавления в полях стабильности граната прежде, чем они будут обогащаться. Это объясняется деплетированной HREE мантии как природного источника, что свойственно для пород УЭК.

Роль граната в течении частичного плавления может быть продемонстрирована на диаграмме $Th/Y-Th$. Положительная корреляция между $Th/Y-Th$ показывает, что УЭК базальты могут быть генерированы при низкой степени парциального плавления гипотетического PGN источника с обогащением Th, но слегка деплетированные Y относительно примитивной мантии, тогда как парциальное плавление гипотетического PSP источника с такими же Th и Y–обогащением оказывается не в состоянии объяснить обследованный тренд.

Определенную роль может играть присутствие флогопита в источниках. Rb, Ba и K являются высоконесовместимыми элементами в нормальных перидотитах. Однако, отрицательные корреляции между Ba/La и La и положительная между Th/Pb и Th и между Zr/K_2O-Zr для УЭК базальтов предполагает, что Rb , Ba , K_2O более совместимы, чем Th, La, Zr (рис. 21) в течении парциального плавления в источнике. Это исследование требует присутствия минеральной фазы в источнике как носителя Ba, Rb, K_2O с Kd до Ba, Rb и K_2O больше, чем для La, Th и Zr соответственно. Таким кандидатом является флогопит и К-рихтерит. Хотя эти тренды могут быть интерпретированы как результат фракционирования флогопита, но нет доказательства

этого процесса. Отрицательная корреляция между MgO и K_2O в УЭК базальтах возможно будет рассмотрена в будущем.

Количественное моделирование парциального плавления метасоматизированного флогопит-содержащего мантийного источника является очень трудным. Однако, возможно попытаться объяснить исследованием трендов следовых элементов, используя множество моделей плавления по Шоу [Shaw, 1970] для обогащения PGP источника, которые сильно обогащены в LiLE и LREE, но средне – Th и HFSE. Много метасоматизированных ксенолитов PGP показывают подобие несовместимых элементов. Эти элементы обогащают гипотетические источники, нормализованные по примитивной мантии [Sun, Mc Donough, 1989].

Влияние летучих на генерацию расплавов рассматривалось многими исследователями [Fjley et al., 1986; и др.]. В системе Mg_2SiO_4 – $KAlSiO_4$ – SiO_2 если доминирует H_2O среди летучих, $En+Fo+Phl+San$ в перитектике при $P=20$ – 50 кб лежит внутри форстерит–энстатит–санидинового поля. Это предполагает, что первичные расплавы должны быть крайне насыщены, т.е. hy –нормативны, если Phl перидотита плавится при условии, где H_2O был основным компонентом. Однако, все ксенолиты находятся в поле SiO_2 ненасыщенных Fo – Ls – San , предполагающих присутствие других компонентов в источнике. Добавление CO_2 или F в экспериментальную систему будет расширять энстатитовую фазу и переход на границу SiO_2 – ненасыщенное поле [Foley et al., 1986; Gupta, Green, 1989]. Однако, в мантийных природных системах, в которых H_2O в присутствии F , должен быть в виде HF , который не может дать такого эффекта (Foley, 1986). Таким образом, CO_2 должен быть важным компонентом системы, генерирующей породы УЭК. Широко встречающиеся мегакристы с высоким CO_2/CO_2+H_2O также отражают высокое CO_2/CO_2+H_2O . Галогены (F и Cl) и другие компоненты присутствуют в УЭК источнике потому, что УЭК породы имеют высокие F и Cl содержания, чем в щелочных базальтах Северо–Восточного Китая.

Парциальные условия плавления неоднократно обсуждались на основе экспериментальных данных системы Mg_2SiO_4 – $KAlSiO_4$ – SiO_2 при давлениях 20 – 45 кб. Эти эксперименты определяют, что калиевые расплавы генерировались из флогопит-содержащих перидотитов, богатых MgO и бедных SiO_2 , $T=1160$ – 1230 °C и давление 20 – 50 кб. Однако, эффект галогенов на температурный солидус остается неясным.

Одним из важных факторов в генерации магм является глубинная геодинамика.

Протолит, из которого плавилась магма УЭК, был, возможно, стабилизирован в течение раннего протерозоя. Петрологические характеристики по лерцолитовым включениям в базальтах УЭК предполагают, что они были объектами, из которых экстрагировался базальтовый расплав, предпочтительнее, чем комендитовые магмы [Zhang et al., 1991]. Эта субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) была соответственно метасоматизирована под влиянием астеносферных или плюм-дериватовых расплавов (может быть связанной с глубинным рециклированным субдукционным материалом) и (или) внутрилитосферными расплавами и сохранными палеозойской орогенцией Хингано–Монгольского складчатого пояса как стабилизированного микроблока [Wang, 1982; Zhang et al., 1995]). EM–1 подобные изотопные метки должны быть проявлены одновременно с влиянием метасоматического события.

Начальный этап развития рифтинга, который проявился одновременно с образованием бассейна Сунляо, стартовал в начале поздней юры. Мантийный подъем, возможно, был спусковым ключом задугового растяжения, и как результат – утонение коры, высокий тепловой поток и активный магматизм вокруг и внутри бассейна [Ma, 1987; Li et al., 1988; Hsu, 1989]. Во время этого периода в нижнюю часть SCLM была инъецирована расплавами (OiB), поднимающихся из астеносферы, и была законсервирована в верхней части астеносферы термальной эрозией. Оба этих процесса должны способствовать смещению астеносферных расплавов и расплавов литосферной мантии. Релаксация литосферной мантии нижних частей под впадиной Сунляо

привела к замещению и утонению литосферы, в основании которой произошло смешение, что отразилось на геохимических характеристиках и их гетерогенности двух компонентов – астеносферной ОіВ и литосферной ЕМ–1.

Новая фаза растяжения рифтовой системы в позднем кайнозое определила ремобилизацию нескольких грабенов и некоторых разломов вокруг УЭК поля [Ма, 1987] и проявлений фокальных землетрясений. Растяжения, может быть, способствовали низкой степени декомпрессионного плавления метасоматизированных слоев нижней части литосферной мантии, находящейся под полем УЭК вулканов с небольшим повышением температуры при участии мантийного плюма и для продуцирования примитивных УЭК калиевых магм.

Заключение

Геохимические данные по калиевым породам УЭК вулканов определяют, что эти лавы были генерированы из post-архейской субконтинентальной литосферной мантии с доминированной ЕМ–1 компонентой. Мантийный протолит после протерозойской экстракции базальтовой магмы был соответственно обогащен LiLe и LREE через мантийный метасоматизм. Эти литосферные источники ЕМ–1 могли иметь смешенные с ОіВ–подобным расплавом как дериваты из поднятого астеносферного клина в течение поздней юры.

Мантийным источником пород вулканов УЭК является флогопит–содержащей перидотит. Низкая степень парциального плавления при давлениях порядка 20–25 кб в присутствии летучих компонентов (H_2O , CO_2 и галогенов) может продуцировать примитивные калиевые расплавы. Оі–лейцитовые магмы были отделены при более высоких давлениях, чем для лейцитовых базанитов и трахибазальтовых магм.

Калиевый вулканизм УЭК вулканов связан с внутриконтинентальным растяжением. Современная субдукция Тихоокеанской плиты под Азиатский континент не играла роли в генерации магм. Парциальное плавление возможно инициировано растяжением и подъемом термального плюма.

Современные исследования сейсмичности Юга-Востока России и сопредельной территории показывают проявления землетрясений с различными глубинными очагами – от поверхности до глубины 700 км (Малышев и др. 2001).

Наиболее изученным полигоном в отношении сейсмичности является Камчатка и Курилы, где ежегодно фиксируют до 2500 землетрясений с энергетическим классом $K_s \geq 7,5$ [Федотов, 1972].

Что касается Юга Дальнего Востока, то количество таких землетрясений здесь значительно меньшее, но они все же происходили. Более того, имеются данные, что в доисторическое и историческое время случались землетрясения, относимые к категории катастрофических. В этом отношении очень наглядна карта сейсмогенных зон, в которой отмечены землетрясения, случившиеся на территории Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая, в сочетании со схемой расположения новейших и современных центров вулканизма (рис. 22).

Основой для выявления связи сейсмогенных зон с областями развития современного вулканизма Юга Дальнего послужила карта районирования этого региона по сейсмическим данным, составленная сотрудниками Сахалинского Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Был использован сейсмический метод в качестве варианта, основанного на экстраполяции сейсмотектонической информации с использованием общих и частных критериев.

Тектонической основой послужила Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных территорий (1985), с использованием новых данных и сведений за последние 100 лет [Оскорбин, 1997]. На карте (рис. 22) приведено расположение сейсмических зоны и районов землетрясений по годам, с обозначением даты и бальности землетрясений, а также указанием глубины очага возмущений. Особого внимания заслуживают разломы, как границы, имеющие толщину, но связанные с блоком или системой блоков, характеризующиеся определенным типом движения и возможным смещением. Такой системой на территории Юга Дальнего Востока является система активных разломов Таньлу, которая представлена серией разветвляющихся разломов, протяженностью на многие сотни и даже тысячи километров.

Совмещением карты тектонических разломов с картой сейсмозон можно определенно выявить, что основная часть сейсмогенных зон Юга Дальнего Востока сопряжена с системой разломов. На карте сейсмогенных зон каждая зона охарактеризована геоструктурой одного типа и одного возраста складчатости (Оскорбин, 1997), и отделены они друг от друга, в основном, тектоническими границами.

Сейсмический потенциал зон определяется параметрами наиболее вероятных максимальных землетрясений на ближайшие 100 лет – магнитудой ($M_{\max}$) и глубиной их гипоцентра h ($h_{\max}$) (Оскорбин, 1997). Анализ этой карты и размещения относительно древних (позднемиоценовых) и современных вулканических полей и отдельных вулканов показывает, что эпицентры землетрясений наиболее часто совпадают с центрами современного вулканизма (Токинские вулканы, вулканы группы Удалянци, вулканический центр Чанбайшань-Пектусан). В меньшей степени это свойственно более древним вулканическим центрам Юга Приморья и Восточного



Рис. 22. Картохема сейсмогенных зон юга Дальнего Востока (по Л.С. Оскорбину).

1 – классификация землетрясений по магнитуде M_LH ; 2 – исторические землетрясения, параметры которых определены по палеосейсмодислокациям; 3 – классификация землетрясений по глубине очага h , км; 4 – год возникновения землетрясения; 5 – границы между сейсмогенными зонами, сплошные контуры – проведены более уверенно и пунктирные – менее уверенно; 6 – четвертичные вулканы; 7 – моногенные вулканы (N_1-N_2) и трубки щелочных базальтов; 8 – экструзивные трубки (плато Чанбайшань); 9 – базальтовые плато (N_1-N_2-Q возраста). Сокращенные названия сейсмогенных зон: А-Е-С – Амазарско-Тукуринская-Соктаханская; О-Ст – Олекмо-Становая; Б-Ам – Борщовочно-Амазарская; Б-хг – Больше-Хинганская; 3-Б – Зейско-Буреинская; Дж – Джагдинская; Дж-С – Джагдинско-Селемджинская; Пр-Ох – Прибрежная-Охотоморская; Н-Ам – Нижнеамурская; Тг-ча – Тугуро-Чаятынская; Эв-Ч – Эворон-Чукчагирская; Бу-Ям – Бурейно-Ям-Алинская; Ту – Туранская; М-Хг – Мало-Хинская; Сх-Ал – Сихотэ-Алинская; Ср-Ам – Средне-Амурская; Б-Ла – Бикино-Лаоелинская; Снц – Саньцзянская; Х-Дб – Ханкайско-Даубинская; Ю-Пр – Южно-Приморская; Ч-Ла – Чанбайшань-Лаоелинская; Пр-Кр – Прикорейская; С-Кр – Северо-Корейская; Ляо – Ляодунская

Сихотэ-Алиня. Для последнего, эта связь более определена в районе развития плейстоценовых и позднеплейстоценовых базальтовых излияний Нельминского и Совгаванского вулканических полей, а также базальтовых полей в низовьях р. Амур и в пределах Мало-Хинганского блока, где фиксируются гипоцентры землетрясений на глубине 11-20 км (рис. 22).

Весьма интересно отсутствие на рассматриваемой карте гипоцентров землетрясений в районе вулканического центра Чанбайшань, имеющего многочисленные трубки взрыва и серию моногенных вулканчиков, осложняющих строение одноименного вулканического плато. Это тем более необъяснимо в свете того факта, что наш русский писатель – путешественник Гарин-Михайловский во время фреато-магматического извержения вулкана Чанбайшань (Пектусан) в 1889 году отмечал легкое землетрясение перед началом и во время извержения.

В 1999 году на северном склоне этого вулкана была установлена сеть сейсмических станций (её координаты 128°03'в.д., 42°03'40" с.ш.), и в г. Эрдабайхэ основан Центр сейсмологических исследований, который на протяжении последних девяти лет ведет непрерывные наблюдения. Наблюдателями Центра отмечено, что начиная с 2002 идет быстрое возрастание количества вулканических землетрясений: с 90 в 2002 до 1289 в 2003; еще большее их количество отмечено в 2006 году. Это позволило выдвинуть предположение, что активность вулкана Чанбайшань прогрессивно возрастает. Восемнадцатого октября 2006 г. российский спутник «TERRA» зафиксировал на вулкане появление резкой тепловой аномалии, а спустя несколько дней, 23 октября того же года на сейсмостанции был зарегистрирован «пик» подземных толчков силой более 4,2 ML (Liu Guoming, устное сообщение).

По данным вулканической обсерватории Тянци (TVO), вулкан Чанбайшань в настоящее время находится в новой стадии активного сейсмического возбуждения [Liu Guoming et al., 2004].

А как видно из карты (рис. 23) сейсмические точки до 4,0 ML и более бывали здесь и раньше (по данным описаний, имеющихся в буддийских монастырях).

Предполагается, что под вулканом располагается магматический очаг, в котором периодически происходит движение магмы. Аргументом для этого вывода может быть присутствие горячих фумарольных выходов по периметру кальдерного озера, а также выходы гидротерм вдоль разлома в северной части вулкана и подъем температуры в них до 83°C, что несколько выше, чем это было в прошлом столетии. Хотя явление повышения температуры зависит от многих факторов, но тем не менее, это – сигнальный факт. Более того, судя по сейсмотомографическим данным, вулканический центр Чанбайшань (Пектусан) связан с северо-корейской аномалией разуплотненной мантии, которая фиксируется на глубине 50-100 и 200-250 км. Но об этом будет сказано ниже.

Существуют данные исследования глубинных частей впадины Сунляо, расположенной несколько к северо-северо-западу, где мощность коры резко сокращена ($\approx$ на 10-15 км) за счет подъема фрагмента разогретой астеносферной мантии («головы» плюма). Эти данные подтверждаются сейсмопрофилями, гравиметрическими измерениями, а также наличием там высокого теплового потока (Ma et al., 1989; Подгорный, 1999; и др.). Возможно, сейсмичность впадины, особенно её центральной части и, в меньшей мере, периферии, обусловлена этим фактом. Тем не менее, вдоль её бортов, где фиксируются разломы Таньлу, как с северной, южной, так и с западной и восточной сторон были зафиксированы гипоцентры землетрясений с глубиной до 20 км и более (рис. 23).

Как отмечалось выше, явная связь вулканизма с сейсмическими явлениями, гипоцентры которых отмечаются в коре на глубинах 20-40 км, хорошо проявлена в пределах вулканической группы Удалянчи (северная часть впадины Сунляо) и голоценовых вулканов Токинского Становика.

В пределах этих вулканических центров в прошлом столетии сейсмичность проявлялась неоднократно: в 1965-1992, а для Токинских вулканов – на протяжении свыше 50 лет.

Последние данные по вулканической группе Удалянчи свидетельствуют, что сейсмические толчки отмечались в конце прошлого столетия, в 3-х км восточнее, что, возможно, связано с вулканическим эффектом – движением глубинных расплавов.

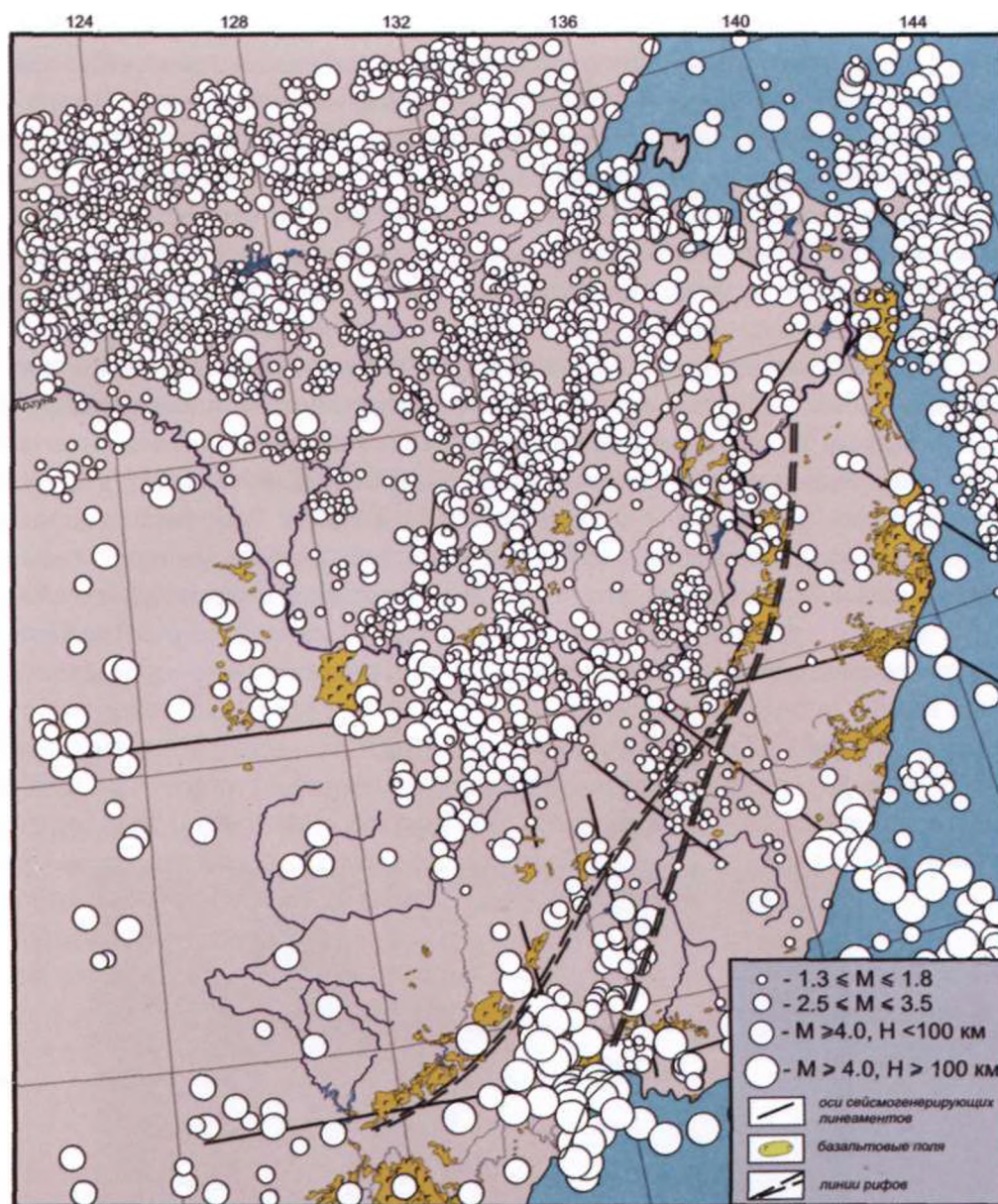


Рис. 23. Карта очагов землетрясений юга Дальнего востока и сейсмогенерирующих линейментов (Геодинамика....2006 г.)

Одним из важных факторов предупреждения извержений современных вулканов, как показала практика, может быть сейсмический мониторинг. Особенно это важно для такого вулкана как Чанбайшань, катастрофические извержения которого происходили неоднократно в прошлом, в том числе в историческое время.

Глубинная характеристика сейсмогенерирующих зон обоснована исследованиями Дальневосточных геофизиков из Института тектоники и геофизики ДВО РАН [Малышев и др., 2001; Геодинамика ..., 2006 и др.]. Авторы в моделях строения Земли на глубинах, фиксируемых очагами землетрясений, выделяют тектоносферу, в которую включают земную кору, верхнюю мантию с астеносферным слоем и переходную зону мантии (ПЗМ) от верхней к нижней и внешнему ядру. Выделяется разломно-блоковая делимость тектоносферы, которая на различных уровнях характеризуется изменением структурного плана, появлением зон пониженной или повышенной аномалий и наличием гетерогенности на различных сейсмологических этапах: верхнекоровой, коромантийной, подастеносферной и переходной зоны мантии.

От этапа к этапу, т.е. с глубиной, степень делимости блоков изменяется. Так на уровне корового этапа отмечается диагональная система северо-западного и северо-восточного простирания, но на уровне верхней мантии (>55 км) преобладает ортогональная. На глубине 250 км фиксируется астеносферный слой и соответствующая ему низкоскоростная аномалия, которая занимает Восточную часть Азии и переходную зону.

Последняя представляет собой область проявления высокой современной тектонической активности и вулканизма (рис. 23). Установлено, что в подастеносферном слое на глубинах его кровли (≈ 250 км) снова появляется блоковая делимость ортогонального типа, с широтно-меридиальной направленностью низкоскоростных аномалий. Это же свойственно и для ПЗМ (400-700 км). Для нее, как для других этажей, прослеживаются связующие зоны по вертикали. Это – глубинные зоны разломов с повышенной проницаемостью для флюидов, представляющие собой единую синхронно развивающуюся геодинамическую систему (рис. 24). Эти данные подтверждены результатами работ по МОВЗ (Жирков, 1999) и сейсмотомографическими исследованиями [Liu et al., 2004; Peng, 2002; и др.] Таким образом, именно системы глубинных зон разломов, с повышенной проницаемостью, играют важную роль в генерации расплавов на различных уровнях в литосферной и подлитосферной мантии. Это может служить веским аргументом, наряду с петролого-изотопно-геохимическими критериями, существования глубинных зон генерации расплавов, которые по мере продвижения

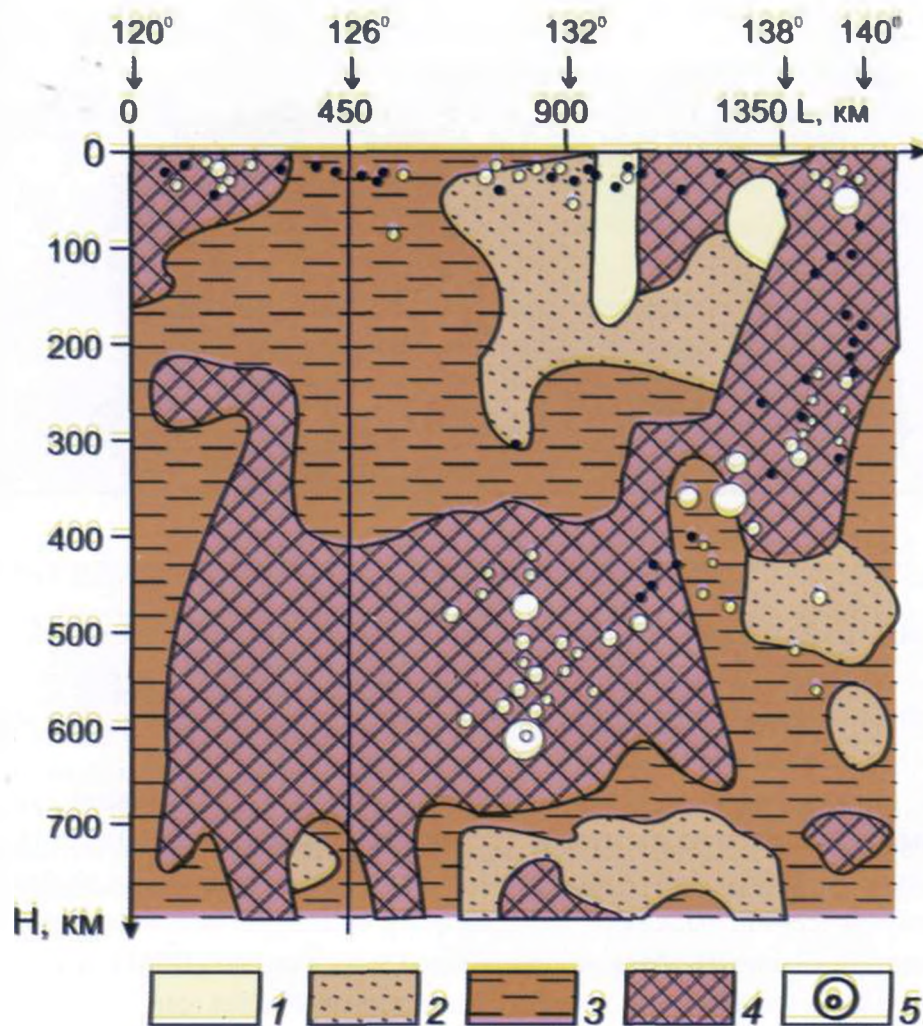


Рис. 24. Субширотный сейсмотомографический разрез ($48-47^\circ$ с.ш.) (Van der Hilst, 1999). 1-4 – возрастание величин аномальной скорости продольных волн; 5 – величины амплитуд землетрясений (рис. 23)

по вертикальной колонке видоизменяются и приобретают изотопно-геохимические черты вышележащих зон, главным образом SLCM. Это позволяет предположить, что основной моделью глубинного магматизма является плюмовый.

Исходя из модели, рассматривающей структуру тектоносферы, как единой системы, сейсмогенерирующие линеаменты могут проявляться на различных глубинах и фиксироваться очагами землетрясений различной амплитуды.

Сейсмогенерирующие линеаменты проявлены на различных уровнях – литосферном и подлитосферном, и их пересечения генерируют очаги землетрясений, сопряженные с ортогональной системой (рис. 24).

Примером может служить линемент 132° (Эхилканский разлом) и 48° (зона Намурхэ-Бикинская), провоцирующие глубокофокусные землетрясения и активные центры щелочно-базальтового вулканизма (базальтовое поле Нельминского плато, вулканические центры Бикинского плато: вулканы Дедушка и Бабушка, и вулканического ареала УЭК).

Диагональная система (разлом Хинганский и др.) северо-западного линеамента фиксируются средне- и глубокофокусным землетрясением. К ним приурочены поля плато-базальтов и щелочные вулканы с ультраосновными ксенолитами (вулканы Болонь, Евгеньевский, Синда и др.).

Таким образом, приуроченность распределения очагов землетрясения к сейсмически активным структурам тектоносферы на различных уровнях в определенной степени объясняет пространственно-временную этапность проявлений вулканизма и их близкий состав.

В заключении следует подчеркнуть, что сейсмические исследования и их результаты [Малышев и др., 2001; Геодинамика..., 2006] показывают, что глубинное литосферное и подлитосферное заложение очагов землетрясений, с одной стороны доказывает гетерогенность глубинного строения тектоносферы, а также наличие единой системы глубинных зон разломов для всего рассматриваемого региона, и, как следствие, синхронность проявлений вулканизма и близкие вариации продуктов его деятельности, так как примитивные магмы при их прохождении через различные блоки этого региона могут модифицироваться по составу, приобретая своеобразные петро-геохимические особенности даже в пределах одного сейсмогенерирующего линеамента.

Полученные геохронологические данные по вулканическим ареалам, а также отдельным вулканическим центрам Юга Дальнего Востока дают возможность проследить историю развития каждого центра, выделить этапы и циклы эксплозивных извержений и оценить возможность будущих эксплозий и последствия их воздействия на окружающую среду. Главная же задача этого исследования – на основе детального изучения наиболее активных в прошлом центров попытаться выявить критерии современной активизации и сделать прогноз возможного катастрофического вулканического события и его последствий.

Анализ геохронологических данных по извержениям различных вулканических центров и особенно вулканической деятельности в миоцене, плиоцене, плейстоцене и голоцене на территории Дальнего Востока показал, что извержения позднемиоценового и плиоценового этапов были наиболее объёмными. Вулканизмом были охвачены значительные площади вдоль рифтовой системы Таньлу в центре Амурского мегасвода, сформированы базальтовые плато – Совгаванское, Нельминское, Шуфанское и Шкотовское по восточной периферии, а также обширные плато базальтов на западном склоне свода. Все эти извержения имели низкий эксплозивный индекс и носили спокойный характер. Представлены они, главным образом, эффузивными излияниями, не оказавшими большого воздействия на окружающую среду.

Плейстоцен-голоценовый этап базальтоидного вулканизма значительно ограничен в пространстве. Как правило, его проявления, наследующие центры более ранних извержений, были сосредоточены в наиболее активных разломных структурах – это вулканы Цинбоху, Чанбайшань, группа вулканов Удалянчи – Эркэшань – Келуо, а также Становика (Токинская группа).

Таким образом, прослеживается определённая связь вулканизма с разломной тектоникой: вдоль зон глубинных разломов формировались приразломные вулканопрогибы и отдельные вулканические центры. Из всех перечисленных ранее центров наиболее активным и постоянно действующим является вулкан Чанбайшань (Пектусан), эксплозивные катастрофические извержения которого неоднократно имели место в доисторическое и историческое время. Гораздо менее опасными были извержения голоценовых вулканов Лаохэйшань и Хуошаошань из группы Удалянчи, и вулкана Наньшань из группы Келуо, которые были активными действующими центрами в XVIII столетии.

Из сказанного очевидно, что наиболее реальную угрозу возможных катастрофических вулканических событий представляет вулкан Чанбайшань, извергавшийся неоднократно за последние несколько десятков тысяч лет. Детальная хронология его извержений позволила установить периодичность катастрофических событий и их последствий. Влияние их на окружающую среду было и еще может быть весьма ощутимым для территории Дальнего Востока и прилегающих территорий.

Детальная хронология извержений этого вулкана за последние 60 тысяч лет позволила выделить несколько эпох экстремальной эксплозивной деятельности. Петрогеохимические и

изотопные исследования, а также изучение режима флюидов в каждом из экстремальных циклов дало возможность выявить характерные петрогеохимические детали этапов подготовки извержения и проследить динамику развития процесса во времени, сопоставив с аналогичными эпохами сильных извержений от цикла к циклу на протяжении всего периода деятельности вулкана, вплоть до последнего извержения пеплов в 1903 году.

Установлено, что на каждом этапе, который завершался эксплозией, происходила дифференциация расплава от состава основного трахита до наиболее кремнекислых щелочных составов, и насыщение флюидами конечных комендитовых и щелочно-риолитовых расплавов. Соответственно меняется и состав петрогенных оксидов и спектр микроэлементов, но особенно это проявлено в составе спектров REE. Наиболее наглядно это отображено на спайдер – диаграммах для концентраций средних и особенно тяжёлых редкоземельных элементов (HREE) и в соотношениях La/Yb: наблюдается неуклонное повышение их уровня в пирокластах при переходе от производных слабых к производным сильным эксплозиям. Максимальная концентрация HREE наблюдается в породах, образованных в ходе катастрофических извержений. Это соответствует наибольшей степени дифференциации трахитового расплава и насыщению его газовой составляющей. В некоторых пемзах хорошо проявлены признаки ликвационного расслоения, обусловленного не только различием химического состава ликвантов, но и концентрацией газов в них. В слабопроявленных эксплозиях эффект повышения концентрации HREE выражен не столь ярко.

При рассмотрении истории формирования вулкана и хронологии его извержений выявляется определенная закономерность: эксплозивному извержению предшествует фаза игнимбритовых излияний [Сахно 2007 г.]. Это прослеживается на протяжении всей истории эксплозивной деятельности после формирования конуса и начала кальдерообразования. Так, наиболее мощное кальдерообразующее эксплозивное извержение произошло около 55-60 тысяч лет назад. Огромная масса пирокластического материала была выброшена на западный склон, где в настоящее время обнажается в «Большом Каньоне». Мощность этих образований свыше 300 метров. Предполагается, что эта фаза извержения была наиболее мощная в истории деятельности вулкана. Было выброшено около 100 км³ тефры, значительно больше, чем при извержении, произошедшем тысячу лет назад. Перед описываемым извержением огромной массы тефры на северном и западном склонах вулкана произошло излияние игнимбритов, возраст которых определен К-Аг методом в ≈ 60 тыс. лет.

Это же свойственно и другим этапам извержений, как относительно древним (≈ 90 –100 тыс. лет назад) так и более молодым – тысячелетней давности. Известны и самые молодые игнимбритовые потоки и места их излияния на северном, западном и южном склонах, датируемые 1702 годом (по записям в буддийских монастырях), которые могут считаться предвестниками эксплозивных извержений, последовавших в 1898 и 1902 гг. Мощным извержениям предшествуют внедрение базальтов, трубки которых, с возрастом 240-245 тыс. лет, 100–125 тыс. лет и более молодые (табл. 20) обнаружены по всему периметру внешней кальдеры вулкана на северном и западном его склонах. Их внедрение опережает взрыв на несколько тысяч лет. Возможно, оно является своеобразным «спусковым крючком», способствующим ликвационному разделению трахитового расплава в магматогенной камере [Rampino and Selt. 1983 г.].

К категории геолого-геоморфологических критериев приближения времени очередного извержения можно отнести вариации высоты конуса вулкана. Работы ДВ Геологического института на вулкане Чанбайшань, начатые ещё в шестидесятые годы на восточных склонах вулкана, показали, на основе геодезических измерений, что за последние несколько десятков лет произошел подъём склонов вулкана и врез в них речных долин [Денисов, 1965 г.].

Современные измерения увеличения высоты вершины и реперных точек на склонах вулкана за последние несколько лет, лазерными методами с искусственных спутников Земли, были

проведены в вулканической обсерватории Тянчи (TVO). Они показали, что с сентября 2002 по июнь 2003 года поднятие склона и вершины вулкана Чанбайшань составило 38,6 мм [Liu et al. 2004 г.], а за период с начала 2006 г. по август 2007 г. эта величина достигла 88 мм (устное сообщение Liu G-M, 2007 г.). Не менее важным являются и сейсмические исследования этой лаборатории. Установлено, что только с 1999 по 2004 год количество вулканических землетрясений в окрестностях Чанбайшаня постоянно возрастало. Так, в 2000 году их было 90, в 2001 – 107, в 2002 – 469 и в 2003 – 1289 [Liu et al., 2004 г.].

О нарастании вулканической активности Чанбайшаня можно судить и по увеличению в рассматриваемый период количества газов в минеральных источниках (табл. 19).

Таблица 19

Среднегодовая оценка содержания газов
в источнике № 15 в Юлунцине (в мг/кг)

Год	CO ₂	He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	t °C
2000	92.29	82.6	18.28	34325.08	69378.87	4133.67	71.6
2001	95.37	3.79	4.17	2630.83	29827.31	1012.96	68.6
2002	94.30	11.83	1.20	4253.17	21851.78	1516.16	69.8
2003	96.87	150.36	64.25	4297.39	14564.33	1617.16	74.4

Такие же тенденции выдерживаются и для источников № 9 и № 8. В то же время, в горячем источнике № 10 соотношение газов в воде другое. С повышением концентрации CO₂, He, H₂ повышается и содержание CH₄, но снижается таковое для O₂ и N₂. В другом источнике (Цзиньян) отмечается иная тенденция.

Из этих данных видно, что средняя оценка содержания каждого газа в источнике показывает тенденцию к повышению их количества начиная с 2001 года. Для He, CH₄ и H₂ этот процесс идет быстрее, согласуясь с повышением температуры.

Повышение содержания таких газов как H₂, CH₄, N₂ в горячих источниках полностью соответствует процессу вулканической активизации [Liu et al. 2004 г.]. Это реально показывает, что вулкан Чанбайшань стремительно активизируется от года к году. По результатам исследований в Чанбайшане в 2004-2005 годах и на основании изучения предшествующих извержений был сделан вывод, что его активизация в ближайшие годы достигнет пика и, возможно, произойдет извержение [Сахно, Попов, 2006 г., май].

18 октября 2006 года спутник «TERRA» Регионального Дальневосточного отделения МЧС (г. Хабаровск) зафиксировал тепловую аномалию в пределах конуса вулкана. В августе 2007 года при обследовании была подтверждена тепловая аномалия 18 октября 2006 года, вызвавшая быстрое таяние снега на склонах вулкана. 23 октября 2006 г. на вулкане произошло землетрясение (4,6 ML) (данные сейсмостанции TVO, г. Эрдабайхэ), в результате чего обрушилась каменная лестница на северном склоне вулкана, сооруженная в 2004 году для подъема туристов в кальдере и к озеру Тянчи.

На основе всех этих данных можно сделать заключение, что вулкан находится в активной стадии, при которой вполне возможны эксплозивные извержения. Возникает вопрос, насколько реальны выводы о возможных извержениях в будущем и как скоро это может произойти?

Общеизвестно, что одним из основных агентов эксплозивного извержения являются флюиды, содержащиеся в расплавах и высвобождающиеся при подъеме магмы в промежуточный очаг или в канал вулкана.

С этой целью проводилось изучение составов газов в породах вулкана, особенно в породах кальдерного и посткальдерного этапов деятельности вулкана. Использовались различные методы изучения составов газов из включений в минералах, в том числе методом газовой хроматографии по методике Ф.А. Летникова.

Роль газов в генерации эксплозий вулкана Чанбайшань

Установленная периодичность извержений вулкана на основе абсолютного датирования вулканических продуктов от начальных этапов до настоящего времени позволила выделить

несколько периодов его деятельности: докальдерный этап формирования щитового вулкана щелочно-базальтового состава, занимающего огромную площадь (более 2×10^4 км²), верхняя возрастная граница которого определяется по К-Аг датированию в 1,2 млн лет, нижняя 3 млн лет. Склоны щитового вулкана с уклоном не более 4° и периклинальным залеганием покровов являются основанием конуса. Среди покровов щитового вулкана известны лавовый поток трахитов и трахириолитов и их туфы, перекрытые покровными лавами базальтов, толеитового и субщелочного состава.

Наличие туфов кислых щелочных пород среди плато Чанбайшань показывает, что эксплозивные извержения происходили и в этот ранний этап. Флюидный состав трахитов этого этапа неизвестен, так как он распространен, главным образом, на корейской стороне. Перекрывающие их шлаковые базальты (возраст 1,41-1,43 млн лет), как правило, пористые с горизонтами базальтовых бомбочек с высоким содержанием газов H₂O, F, но минимальными концентрациями серы и хлора (табл. 20).

Вышележащие базальты, подстилающие формирование конуса, значительно менее газонасыщены, особенно галогенами и серой.

Этап формирования конуса вулкана и последующие кальдерный и пост-кальдерный этапы характеризуются неоднократными эксплозивными извержениями пеплов и тефры трахитового, комендит-пантеллеритового составов. На примере исторического извержения (969±20 AD) выявляется определенная закономерность. Мощным эксплозивным извержением предшествует излияние газонасыщенных игнимбритов и эксплозии комендитовой пирокластики. В связи с этим, мы провели в каждом таком цикле определения содержаний газов на основе газовой хроматографии (определения H₂, N₂, CO, CO₂, CH₄, H₂O), а также галогенов (F, Cl) и серы методом ионно-селективных электродов. На основании этих данных выявляются пики наиболее высоких содержаний газов, особенно H₂O, F и Cl. По геологическим и данным геохронологии выделяются несколько этапов катастрофических эксплозий.

В каждом из циклов кальдерного и посткальдерного этапов извержение вулкана сопровождалось выбросом огромного количества газов, главным образом, H₂O, CO₂, F, Cl и S, и в меньшей степени других газов. Чтобы понять динамику режима флюидов от этапа к этапу и от цикла к циклу важно на основе датирования циклов, завершившихся взрывом, получить данные о концентрации флюидов как в расплаве, так и в извергнутых пирокластических образованиях, выявить сопряженность наиболее высоких концентраций газов перед и после извержения. Эта сложная задача может быть решена, когда установлена последовательность датирования и периодичность извержений. На основе таких данных (табл. 20) были проанализированы содержания газов в каждом из циклов кальдерного и посткальдерного этапов. В качестве эталона было извержение тысячеклетней давности, наиболее детально изученное [Нот, Schmincke, 2000].

Концентрации газов H₂, N₂, CO, CO₂, CH₄, H₂O методом газовой хроматографии были проанализированы в матричных стеклах трахитов, комендитов, а также в КПШ, содержание которых во всех типах пород: в базальтах, трахитах, комендитах, а также в их пирокластических фациях, тефре, шлаках, пеплах составляют значительные проценты, а размеры вакуолей достигают 2 мм и более. Концентрация хлора, фтора и серы определялась для большинства пород и минералов с помощью ионно-селективных электродов, а в расплавных включениях – ионным микрозондовым анализатором (SIMS), что позволило провести сравнение с результатами, проведенными по минералам (КПШ) ионно-селективными электродами. Как показали эти сравнения они вполне корректны.

Анализ неполных данных пород от начала формирования щитового вулкана и трахитового конуса до кальдерной стадии и посткальдерного этапа (табл. 20) позволил проследить эволюцию газового режима по циклам в пределах каждого этапа и сопоставить с эталоном тысячеклетнего катастрофического взрыва.

Концентрации газов в матричных стеклах и расплавленных включениях в минералах в вулканических породах различных этапов деятельности вулкана Чанбайшань

Этапы	Цикл	Возраст, млн и тыс лет	Порода	К-во ан.	вес. %				г/т				
					H ₂ O	F	Cl	S	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄	N ₂
Посткальдерный	1	1903	Комендитовая и трахитовая пирокластика	3	St (м) 0,9-2,20	0,260-0,390	0,127-0,145	0,012-0,017	-	-	-	-	-
		1898	Пеплы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		1706 (1702) AD	Игнимбристы, черная тефра, трахиты, пирокластика	2	St (м) 0,68-1,4 КПШ (вкл) 2,3-1,4	0,150-0,170	0,10-0,07	0,012-0,009	St(м) 288-570	135-355	2,9-14,5	4,5-27,0	3,4-15,3
		1688 AD	Комендитовая и трахитовая пирокластика	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кальдерный	3	969±20 AD*	Игнимбристы, комендитовые трахиты, риолиты	25	St (м) 0,9-0,20	0,17-0,48	0,15-0,52	0,025-0,064	-	-	-	-	-
				26	КПШ (вкл) 3,3-6,6	0,28-0,34	0,30-0,52	0,025-0,064	-	-	-	-	-
				10	Срх (вкл) 1,3-4,6	0,12-0,44	0,06-0,42	0,025-0,064	-	-	-	-	-
				9	Ol (вкл) 2,7-4,3	0,28	0,20	-	-	-	-	-	-
	2	1000 BC	Игнимбристы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		2130±80 BP*	Комендитовые пеплы, игнимбристы трахитов	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		4105±9 BP	Игнимбристы трахитов	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		5000-4000 BP	Игнимбристы трахитов	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1	40-90 тыс лет*	Игнимбристы трахитов	-	St (м) 1,24-2,31	0,05-0,65	0,042-0,055	0,005	142,1-1430	75-134	5,1-6,5	2,3-2,8	0
				3	КПШ (вкл) 3,6-1,4	-	-	-	83-1167	36,7-52,6	0-2,0	0-13	0
Формирование конуса	4	100-125 тыс лет	Комендиты пеплов с обломками пород фундамента	3	КПШ (вкл) 0,36-0,73	-	-	-	215-268	3,8-30,6	8,2-18,3	4,2-29,0	3-130
			Эксплозии черной тефры трахитов	3	St (м) 1,8-7,0	0,065-0,100	0,025-0,031	0,009-0,019	14510-11480	251-2819	6,1-15,8	53-740	3,0-7,0
			Комендиты (пемза)	2	-	0,100	-	-	-	-	-	-	-
			Трахиты (шлаки, тефра)	2	-	0,085	-	-	-	-	-	-	-
	3	240-245 тыс лет	Комендиты, пеплы, лавы	2	1,6-5,03	0,190	0,015	0,0012	2800-1940	320-420	4,0-15,0	6,0-33,0	3,3-40,0
			Трубки щелочных базальтов на западе склона	2	-	0,120	0,024	0,0010	-	-	-	-	-
			Трахиты	3	0,5-1,3	0,085-0,110	-	0,0010	-	-	-	-	-
			Игнимбристы	1	1,5-1,7	0,110	-	-	-	-	-	-	-
	2	600-550 тыс лет	Трубки щелочных плотных базальтов на северном склоне	2	-	0,120	0,035	0,015	-	-	-	-	-
			Трубки щелочных пористых базальтов	3	0,72-4,0	0,003-0,053	0,012-0,015	0,005-0,010	4839-2060	355-874	2,9-5,8	4,0-68,3	0-15,3
Щитовой вулкан	1	660-480 тыс лет	Трахиты, шлаки, туфы	2	-	0,115	0,005	0,012	-	-	-	-	-
			Трахиты, покров	2	-	0,059	0,014	0,012	-	-	-	-	-
			Трахиты, лавовые покровы	1	-	0,100	0,042	0,010	-	-	-	-	-
			Покровные трахиты	2	3,6-5,1	0,046	0,016	0,005	3013	173,4	0	4,0	2,55
	3	1,08-1,20	Толенты и субщелочные базальты	2	0,90	0,023	0,017	0,012	-	-	-	-	-
			Щелочные базальты	2	1,20	0,099	0,019	0,019	-	-	-	-	-
Щитовой вулкан	1	3,0-2,0		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. * – Катастрофический взрыв; пеплы достигли островов Японии. Галогены (F, Cl) и сера определены методом ионно-селективных электродов на ионном микрозонде (SIMS; Horn, Schmincke, 2000). Остальные газы – методом газовой хроматографии на анализаторе "Кристалл-Люкс-400", аналитик Н.П. Коновалова

Анализ режима флюидов периодических извержений вулкана Чанбайшань, построенных на основе абсолютных датировок и геологических разрезов за период с позднего плейстоцена по современное время позволил выделить несколько пиков высокого содержания газов в породах, как активных агентов вулканических взрывов, в том числе и катастрофических. Известный вулканолог Ф.А. Перре, наблюдавший динамику извержения вулкана Мон-Пеле, по этому поводу высказался точнее всех: «Газ это активный агент, и магма является его переносчиком». Безусловно, сила взрыва вулкана зависит не только от количества газов, находящихся в поднимающемся расплаве в промежуточный очаг, но и определяется многими другими факторами: глубиной очага, тектоникой фундамента и т.д. Но все же, главным является энергия и количество отделяющегося газа и его динамика.

По неполным данным можно выделить несколько этапов катастрофических извержений и на основе изучения режима флюидов прошлых катастрофических извержений предсказать возможность взрывов в будущем. Во-первых, отмечается определенная периодичность, предшествующая взрыву. Как правило, этап такой подготовки начинается извержением или излиянием пирокластических потоков, насыщенных газами-игнимбритами. После паузы, которая может длиться тысячи лет, извержение кислой пирокластики, в данном случае комендитового состава, приводит к мощным извержениям. Данные по концентрации газов в породах, соответствующих таким взрывам, показывают, что наибольшее количество газовых компонентов воды, хлора, фтора, серы и CO_2 отмечается для этого этапа эволюции расплава в магматическом очаге. Наиболее хорошо это проявлено на примере вулканической пирокластики катастрофического извержения тысячелетней давности. Как правило, концентрация газов характерна не только в минералах (в данном случае в санидине, отражающем первичное количество газов в расплаве), но и в матриксе пеплового материала (тефре, пемзе). Однако следует подчеркнуть, что утечка газов из матрикса существенна при сопоставлении с первичным расплавом, определенным по расплавленным включениям в минералах, для которых также возможна частичная утечка газов при трещиноватости минералов [Horn, Schmincke, 2000].

На основе высоких содержаний газов и особенно H_2O в матриксе пород и минералов выделяются три таких этапа за последние 100 тыс лет. Первый цикл кальдерного этапа это мощные пачки черной тефры трахитов с максимальным содержанием H_2O , в меньшей степени галогенов. Пирокластические породы этого цикла содержат большое количество пород фундамента и обломки базальтов с возрастом, близким к извержениям этого возраста. Временной «провал», связанный с невозможностью более точно определить абсолютный возраст времени извержения в интервале 20-40 тыс лет по техническим причинам (достоверность данных резко падает как для K-Ar, так и для ^{14}C методов), предполагает сделать предположительную дату этого извержения.

Следующим этапом является 2-ой цикл кальдерной стадии с возрастом 2130 ± 80 BP на основании определения радиоуглеродным методом возраста пеплов, найденных в Японии (остров Хоккайдо). Возможно, именно с этим циклом связывается обнаружение фрагментов современной кальдеры, хорошо прослеженной на восточном и южном отрезках склона вулкана, по космическим снимкам (см. фотоальбом).

Третий цикл кальдерного этапа хорошо известен по работам многих исследователей, а также по записям в буддийских монастырях и научных публикациях [Horn, Schmincke, 2000; Wei et al.].

Посткальдерный этап ознаменовался, главным образом, извержениями комендитовых пеплов в 1688 AD, излиянием потоков игнимбритов 1706 (1702) AD, которые хорошо дешифрируются как на северном, так и на южном склонах вулкана. Затем последовал выброс комендитовой пирокластики, пеплы которой хорошо прослеживаются на восточных и южных склонах вулкана. Остатки этих извержений обнаружены вдоль кромки кальдеры на западном участке,

где и были отобраны для анализа. Следует подчеркнуть, что газонасыщенность не столь высокая, как это было при катастрофических взрывах первого, второго и особенно третьего циклов кальдерного этапа.

Можно предположить, что пик накопления газов в промежуточной камере еще не наступил. Существование очага под вулканом, тем не менее, вполне реально, определяется по выходу горячих гидротерм как вдоль кромки озера Тянчи в кальдере, так и за пределами кальдеры. В рифтовой долине с северной стороны в 11,5 км от кромки современной кальдеры находится горячий источник с температурой выхода на поверхность равной 83 °С. Это безусловно подтверждает наличие очага магмы под вулканом.

Пауза, которая наступила после последнего пирокластического выброса комендитового пепла в 1903 г., а также неоднократные эксплозивные извержения в семнадцатом и девятнадцатом столетиях, имевшие небольшой эффект, могут служить доказательством внутрикамерной активности вулкана после катастрофического извержения тысячу лет тому назад.

Анализ предыдущих сильных извержений (тысячу лет назад, две тысячи и более древних 55-60 тысяч и еще древнее), позволяет сделать вывод, что ключевым моментом, нарушающим равновесие в магматической камере, может служить внедрение базальтовых расплавов в магматическую камеру. Накануне первого цикла кальдерного этапа было внедрение экструзивных трубок, обнаруженных в западной части кромки края кальдеры вулкана, возраст которых определен в 100-125 тыс лет, катастрофическое извержение произошло в интервале 55-60 тыс лет в виде мощной эксплозии тефры и игнимбритов. Анализ матрикса черной тефры показал возраст 40 тыс лет, а заключенных в ней крупных кристаллов санидина 90 тыс лет. Более того, данные химического состава и спектр REE имеет особенности: присутствие базальтового расплава в составе трахитовой тефры. Наличие в выброшенной трахитовой тефре санидина с возрастом более древним, чем матрикс (90 тыс лет), возможно косвенным образом доказывает механизм смешения основных и трахитовых расплавов. Такой механизм был впервые описан для извержения вулкана Кракатау в 1883 г.

Предположения о катастрофическом извержении вулкана Чанбайшань, таким, как тысячи лет назад, а также в две тысячи лет до нашей эры, в ближайшем обозримом времени с уверенностью можно делать при условии постоянных наблюдений за состоянием вулкана на основе космического и сейсмического мониторинга. Тем не менее, закономерность извержений крупного масштаба, с выбросом тефры и пепла на большие расстояния и высоту, как это было в прошлом, которые проходили с определенным интервалом, приблизительно через тысячу лет после относительного спокойствия, предполагает возможность такого взрыва в обозримом будущем.

Извержения других вулканов на Юге Дальнего Востока возможны (группа вулканов Удалянчи). Анализ прошлых извержений (от позднего миоцена по настоящее время) показывает, что они выражались в форме мелких эксплозий и излияний потоков лав, например, извержения и излияния лав вулканов Лаохейшань и Хуошаошань. Все остальные вулканы Дальнего Востока являются «потухшими». Возможна активность вулканов Токинского Становика при тектонических подвижках наиболее сейсмической зоны этого региона.

Анализ позднеплейстоцен-голоценовых извержений вулканов на юге Дальнего Востока по имеющимся данным показывает, что зоной опасных извержений могут быть три центра: Чанбайшаньский, Цинбоху-Муданьцзянский и Удалянчи-Эркэшань-Келуо (УЭК).

Все они располагаются в пределах активной зоны разломов Таньлу, которая была активна в мезозое, кайнозое и остается таковой в современное время. Один из этих центров, Чанбайшаньский, является активным и в настоящее время. Вулканы УЭК извергались в голоцене и в 18 столетии (1719-21 и 1776 гг.) прошлого тысячелетия, а вулканы Цинбоху завершили свою активность более 2,5 тыс. лет назад, т.е. в настоящее время их можно считать потухшими. Однако, учитывая то, что они находятся в зоне активных разломов, полностью исключать новый этап активизации нельзя. Тем более, что на примере вулканов Чанбайшаньского и УЭК центров видно, что перерывы в активной деятельности вулканов длительностью в несколько тысяч лет и даже миллионов, не могут быть гарантией от проявления новой фазы извержений.

Вулканическая группа Удалянчи и особенно Келуо относятся к категории долгоживущих центров, вулканы которых изверглись после большого перерыва. Так, вулкан Келуо по результатам хронологических исследований [Chang et al., 1995] начал извергаться в позднем миоцене (9,6-7 млн. лет), активизировался в позднем плейстоцене и извергался на протяжении всего позднего плейстоцена. Затем последовали новый перерыв (в несколько сотен тыс. лет) в вулканической деятельности и новая фаза вулканизма в голоцене.

Это же относится и к вулканам группы Удалянчи, в которой насчитывается 14 вулканических конусов, но вулканическая активность началась здесь значительно позже (около 0,5 млн. лет назад), чем в группе Келуо. Формирование конусов, сложенных пирокластикой и потоками щелочных базальтов, продолжалось с определенными перерывами в голоцене и завершилось мощным взрывом с образованием, около 50 тыс. лет назад, кальдеры диаметром 300-400 м (в Хуошаошань). Затем последовал новый этап излияния базальтовых потоков и формирования плато глыбовых лав. Основными центрами излияний были трещинные зоны вулкана Лаохэшань и центры в обширной кальдере вулкана Хуошаошань. Застывшие лавовые озера с концентрически волнистой поверхностью в месте подъема и излияния лав наблюдаются в нескольких местах на дне кальдеры этого вулкана.

Экологические последствия излияния лав из вулканов Лаохэшань и Хуошаошань не столь значительны, как это могло бы быть при эксплозивных выбросах тефры и пепла.

Исторические сведения об извержениях этих вулканов в 18 столетии малочисленны, но и они дают представления о больших пожарах деревень, которые были в этом районе, а также пагубном воздействии газов, главным образом хлора, фтора и сернистого ангидрита. По данным наших определений, излившиеся лавы имели высокие содержания этих газов [Cl=1600-2700; F=800-1300 ppm [Zhand et al., 1995] и до 2-3% CO₂ и H₂O].

Можно предполагать, что воздействие на окружающую среду газов, особенно галогенов, было весьма существенным.

Древние – позднелиценые и плейстоценые – вулканические покровные образования в настоящее время покрыты почвенным слоем, на котором расположены сельскохозяйственные поля.

Наибольшую угрозу окружающей среде и населению юга Дальнего Востока в настоящее время могут представлять возможные извержения вулкана Чанбайшань (Пектусан), в меньшей степени вулканические излияния базальтовых лав вулкана Лонган.

Детальная хронология извержений вулкана Чанбайшань за последние 4 тыс. лет свидетельствует, что периоды эксплозивной деятельности в его истории были неоднократными. Установлено, что в доисторическое и историческое время катастрофических извержений было зафиксировано (по радиуглеродным данным) два: в 2130 BC и тысячу лет назад ($969 \pm 20 AD$) [Wei et al., 2003; Horn and Schmincke, 2000].

Известны и более древние катастрофические извержения, установленные по данным методов К-Аг и радиуглеродного, а также по микрофауне донных осадков Японского моря, содержащих пепловые прослои извержений вулкана, происходивших 10-12, 22-29 и 55-60 тыс лет назад. Пеплы извержений этих возрастов распределяются в широкой полосе восточного простираия среди донных осадков. Мощность пепловых прослоев показывает, что извержения были мощными, с выбросом большого объема пирокластического материала.

Наиболее детально изучено извержение тысячелетней давности (рис. 25-27), на примере которого хорошо видно, как меняется мощность отложений и размерность обломков пемзы и тефры на удалении от центра извержения. Удалось проследить и характер распределения пеплов, в том числе по мощности отложений (рис.26) в донных осадках Японского моря, по результатам изучения отборочных колонок [Боцул и др. 1979; Macida and Arai, 1983; Razjigaeva, 1990; и др.]. Пеплы при извержении вул.Чанбайшань в ($969 \pm 20 AD$) достигли Японских островов, где при археологических раскопках был определен их возраст, в том числе методом ^{14}C .

Пеплы с возрастом 2130 BP также были обнаружены на Японских островах [Wei et al., 2003]. Направление пеплопада, определенное по составу и мощности прослоев пепла в донных осадках Японского моря, как при извержении тысячелетней давности, так и во время извержений более ранних эпох, может говорить либо о направленных взрывах восточной ориентировки, либо о преобладающих восточных ветрах в период извержений. Данных по тефрогеохроно-

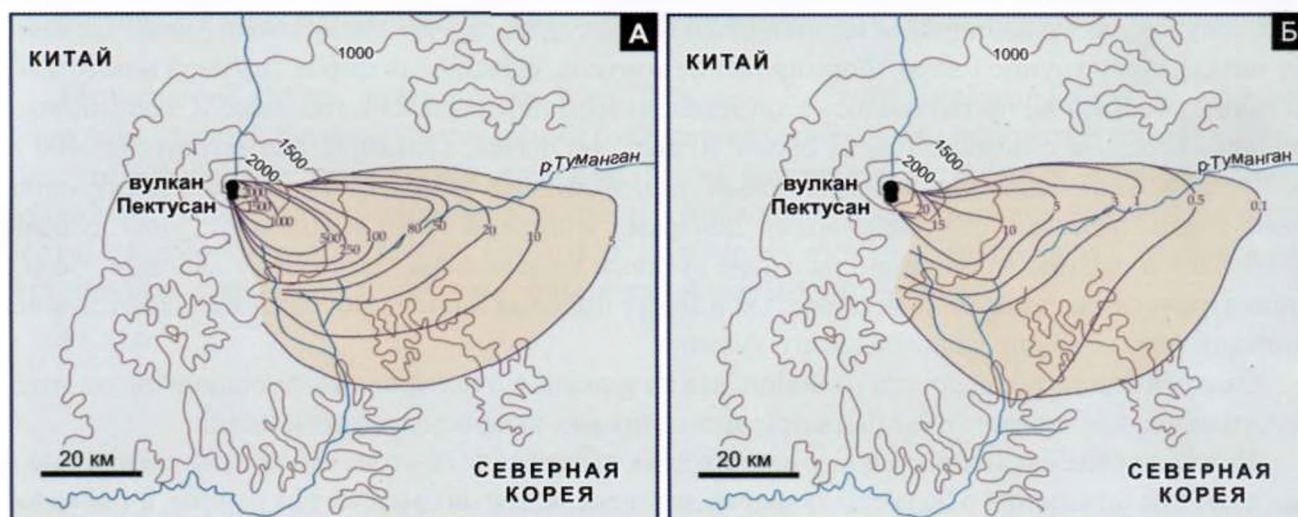


Рис. 25. Схема распространения пирокластических пород в. Чанбайшань, взрыв $969 \pm 20 AD$ (Horn, Schmincke, 2000). а) мощность тефры; б) размер пемзовых обломков

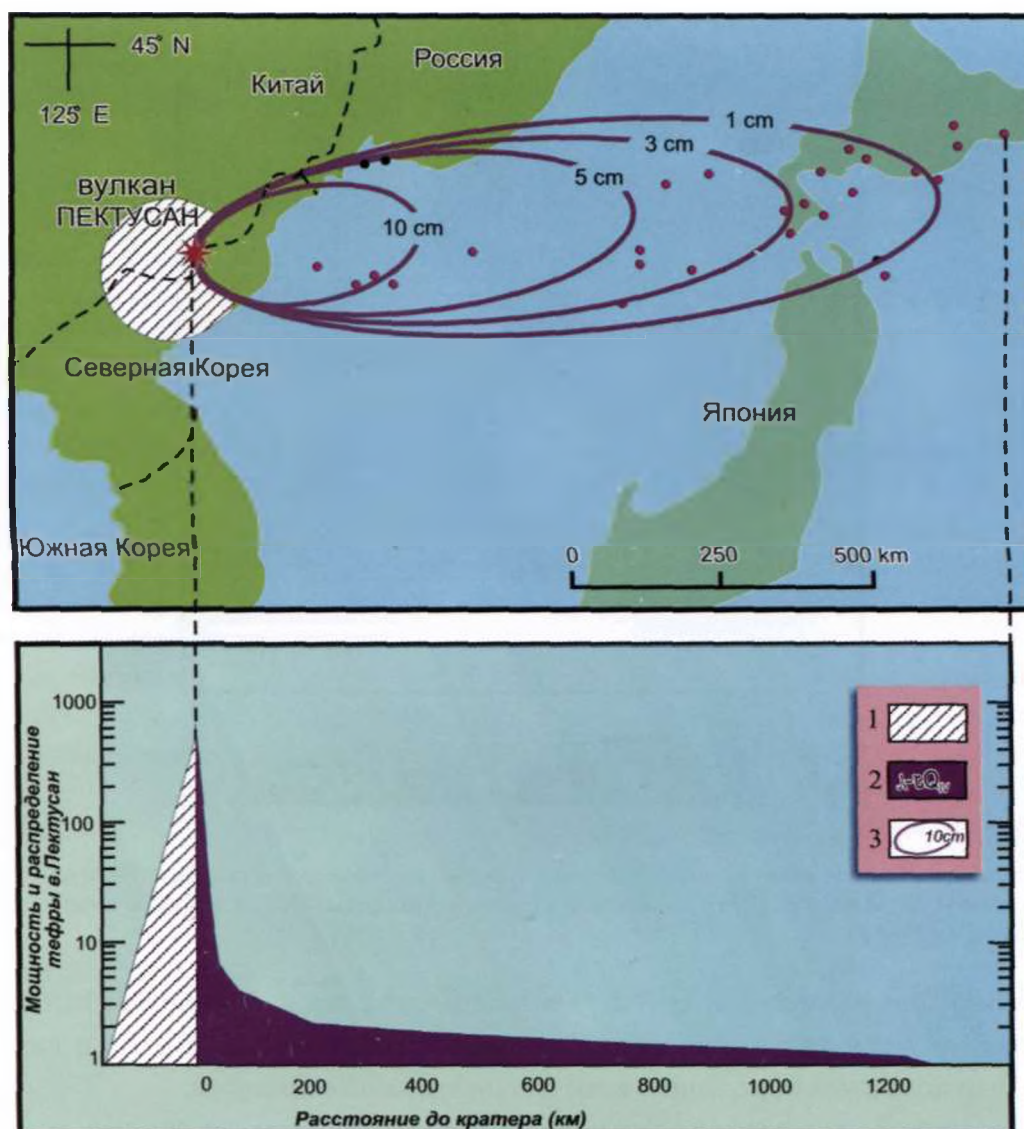


Рис. 26. Выбросы тefры и пепла катастрофического взрыва вулкана Чанбайшань. 1 – брекчии, тefра, пемза трахитов (взрыва 55-60 тыс. лет BP); 2 – тefра, пепел взрыва (969±20 AD); 3 – ареал рассеяния пеплов извержения и их мощность (969±20 AD)

логии континентальной части юга Дальнего Востока и вокруг вулкана Чанбайшань нет. Тем не менее, исследования геологического разреза западных склонов вулкана Чанбайшань в ущелье «Великий Каньон», вскрывающем толщи пирокластических пород трахитового состава мощностью более 300 м, показали, что они относятся к отложениям катастрофического взрыва, произошедшего около 55-60 тыс лет назад, когда был выброшен огромный ($\approx 30-60 \text{ км}^2$) объем пирокластических пород, с одновременным формированием внешней кальдеры. Пеплы этого взрыва зафиксированы и в донных осадках Японского моря (Сахно и др., в печати).

Хронология извержений вулкана Чанбайшань подтверждает, что после этапа формирования щитового вулкана, с определенными интервалами и перерывами до стадии кальдерообразования и после, эксплозивные взрывы не прекращались (рис. 27). Случившиеся в прошлом столетии (1903 г) эксплозивные выбросы белой тefры и пеплов хорошо дешифрируются, по космическим снимкам, на восточных и западных склонах вулкана. По данным сейсмостанции и петрогеохимическим критериям вулкан находится в стадии активизации [Guo et al., 2004].

Предлагаемый автором прогноз вулканической опасности учитывает большой объем комплексных данных: геологических, геолого-исторических, петролого-геохимических, сейс-

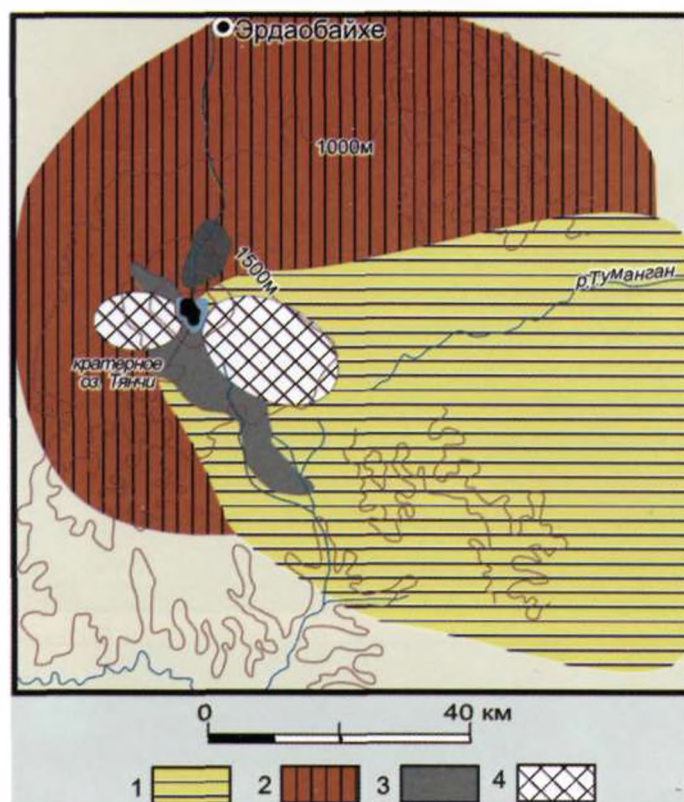


Рис. 27. Эксплозивные извержения вулкана в плиоцене-голоцене. 1 – плининский выброс (969 ± 20 AD); 2 – неспекшиеся светлые игнимбриты (60, 115-134 тыс. лет); 3 – спекшиеся темные игнимбриты (1703 г.); 4 – пеплы комендитов и щелочных риолитов (извержение в 1903 г.)

мических, геоморфологических и других. На основе детальной хронологии каждого этапа и цикла извержений устанавливается периодичность вулканических событий и параметры их проявлений, что позволяет определить зоны потенциальной опасности.

С учетом всех этих сведений можно рассмотреть несколько сценариев вулканической опасности при извержении вулкана Чанбайшань, как наиболее вероятного центра извержений в будущем.

Извержение, по уровню близкое к тысячелетнему (969 ± 20 AD), вызвало бы большеобъемный выброс пирокластики на склоны вулкана в радиусе 40-50 км, где в настоящее время проживает около 200-300 тыс человек. Сход по долинам рек больших масс раскаленных пеплов, брекчий и лахаров, сопровождаемый выбросами хлора, фтора и серного ангидрида, может накрыть большую площадь. При катастрофическом взрыве произойдет разрушение стенок вершинной кальдеры вулкана и огромный объем воды хлынет из кальдерного озера Тяньчи, что вызовет образование мощнейших грязевых потоков, которые хлынут по узкому северному ущелью, где сейчас располагаются базы отдыха, а ниже – и города. Все населенные пункты могут быть смыты огромным грязево-водяным валом на большой площади к северу от центра взрыва.

При направленном взрыве на восток, как это было установлено по результатам «тысячелетнего» взрыва, а также и более древних извержений, выбросы пеплов и пемзы могут вызвать нарушение экологического равновесия в водах Японского моря и гибель морской фауны на прилегающей акватории. На суше (южные районы Приморья и острова Японского архипелага) выпадение даже небольшого слоя тонкого пепла выведет из строя все наземные жизненно-

важные объекты на большой площади. Эффект такого воздействия может быть не меньшим, чем при извержении вулкана Пинатуба на Филиппинах.

Если подобный взрыв с выбросом пеплов будет направлен на северо-восток или на север, то пеплопадом будет охвачена огромная территория Приморья, юг Хабаровского края и северо-восток Китая (Гиринская и Хэйлунцзянская провинции), где сейчас проживает более 100 млн. человек и где сосредоточены важнейшие промышленные и военные объекты. Не трудно представить, какую техногенную катастрофу вызовет такое извержение.

Безусловно, в каждом сценарии есть области повышенной, средней и малой опасности. Области повышенной опасности возможны только при катастрофических извержениях, которые случаются сравнительно редко.

В ближайшее время извержение вулкана Чанбайшань (Пектусан) вполне вероятно и это подтверждается данными исследований последних лет (петролого-геохимических, сейсмических и т.д.). Для предотвращения этого необходимо исключить возможность воздействия техногенного фактора и прежде всего мощных подземных взрывов, в том числе атомных. Не исключено, что тепловую аномалию и повышенную вулканическую сейсмичность в октябре 2006 года могли вызвать подземные взрывы в Северной Корее в шахтах, расположенных на южных отрогах вулкана.

Заблаговременная оценка вулканической опасности, какая бы она не была, может значительно снизить последствия извержений, даже катастрофических.

Как говорили древние: «Предупрежден – значит, вооружен!».

А реальные зоны, представленные комплексами базальтовых пород, которые с позиции современной петрологии выделяются как центры внутриплитного вулканизма, в большей степени соответствуют представлениям о горячих точках (not spot), сформулированных Дж. Вильсоном. С момента появления концепции горячих точек прошло около 50 лет. За это время геологическая наука и, прежде всего сейсмология, сделали величайшие достижения. С помощью глубинного сейсмического зондирования были подтверждены корни таких точек, уходящих глубоко в мантию. Более того, сейсмическим зондированием поверхности внешнего ядра были установлены поднятия, которые, как предполагают сейсмологи, провоцируют подъем разогретого материала в мантии, а на поверхность Земли – извержения вулканов. Первые исследования глубинной сейсмологии были проведены на океанических островах – Исландии, Гавайях, Таити и т.д. Не является исключением и континентальная часть планеты. Обнаружены горячие точки и на древних континентах. Петрологические исследования горячих точек (плюмов) на океанических островах и континентах выявили своеобразный комплекс петрогеохимических особенностей пород. Систематические исследования внутриплитных (плюмовых) вулканов позволили составить петрогеохимический и изотопный «образ» таких пород [Грачев, 2000, 2001; Ярмолюк и др., 2000; Сахно, 2001; Tatsumi et al., 2000; и др.]. Составлены и геолого-геофизические характеристики и модель плюмов и их классификация [Haggerty, 1991; Wolf et al., 1997; Хаин, 2000; Liu et al., 2004; Zhao, 2007; Ярмолюк, Коваленко, Кузьмин, 2000; Andersen et al., 1992; Fukao et al., 1994; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; и др.].

В конце прошлого столетия были начаты исследования плюмового вулканизма Центральной Азии под руководством О.Л. Богатикова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка. И первые результаты показали, что центры плюмового вулканизма развиты весьма широко. Был выделен Центральный Азиатский супер-плюм и даны его геологическая и петролого-геохимическая особенности развития. На Восточной окраине Азии в пределах Юга Дальнего Востока исследования В.Г. Сахно, В.Г. Моисеенко, в пределах Амурской микроплиты, показали, что в этом регионе широко проявлены внутриплитные магматические образования, которые по своим характеристикам аналогичны комплексам плюмового вулканизма [Sakhno, Maximov, 1996; Sakhno, 1996; Моисеенко, Сахно, 2000; Сахно, 2001; и др.].

Анализ вулканической деятельности в континентальной части Востока Азии, особенно в пределах древних блоков, с возрастом архея, протерозоя, в фанерозое и особенно в позднем мезозое и кайнозое отмечает устойчивость приуроченности вулканизма с внутриплитными характеристиками [Сахно, 2000]. Устойчивая связь внутриплитного вулканизма с определенными структурами отмечалась и для Центральной Азии, для которой на протяжении последних 150 лет произошло не менее 13 фаз проявлений внутриплитного магматизма в одних и тех же координатах [Ярмолюк, Коваленко, Кузьмин, 2000]. Это же было отмечено и для Востока Азии [Сахно, 2001]. Площадь распространения пород с внутриплитными характеристиками, особенно для позднекайнозойского базальтоидного вулканизма, находится в пределах замкнутого овала. Это дает основание считать, что вулканизм является проявлением подлитосферного источника, положение которого было устойчивым на протяжении длительного временного

интервала. Такое положение в современных представлениях с развитием щелочного базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма с ксенолитами глубинных пород (шпинелевых лерцолитов в щелочных базальтах) связывается с деятельностью плюма, поднимающегося от границы внешнего ядра и нижней мантии [Haggerty, 1994], и подтверждается современными сейсмическими исследованиями на примере островов Исландия, Гавайских и др. [Wolfe et al., 1997; Helmberger et al., 1997; Zhao, 2007; и др.].

Овалы таких площадей при длительных геологических, геоморфологических и палеовулканологических исследованиях выражены крупнейшими мегаструктурами. Диаметр таких структур достигает 1.5–2.0 тыс км и более.

Наземные и космические исследования мегаструктур показали, что они отличаются конформным расположением геологических объектов различного ранга и соподчиненностью, т.е. закономерностью развития в пределах каждой структуры.

В пределах Восточной части Азии выделены несколько таких мегаструктур [Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; и др.]. Одной из таких структур, выделенных на Востоке Азии, является Амурская, локализованная в пределах Амурской плиты и охватывающая территорию проявления, на кайнозойском этапе тектоно-магматической активизации, щелочным вулканизмом со среднего кайнозоя по современную эпоху (рис. 28).

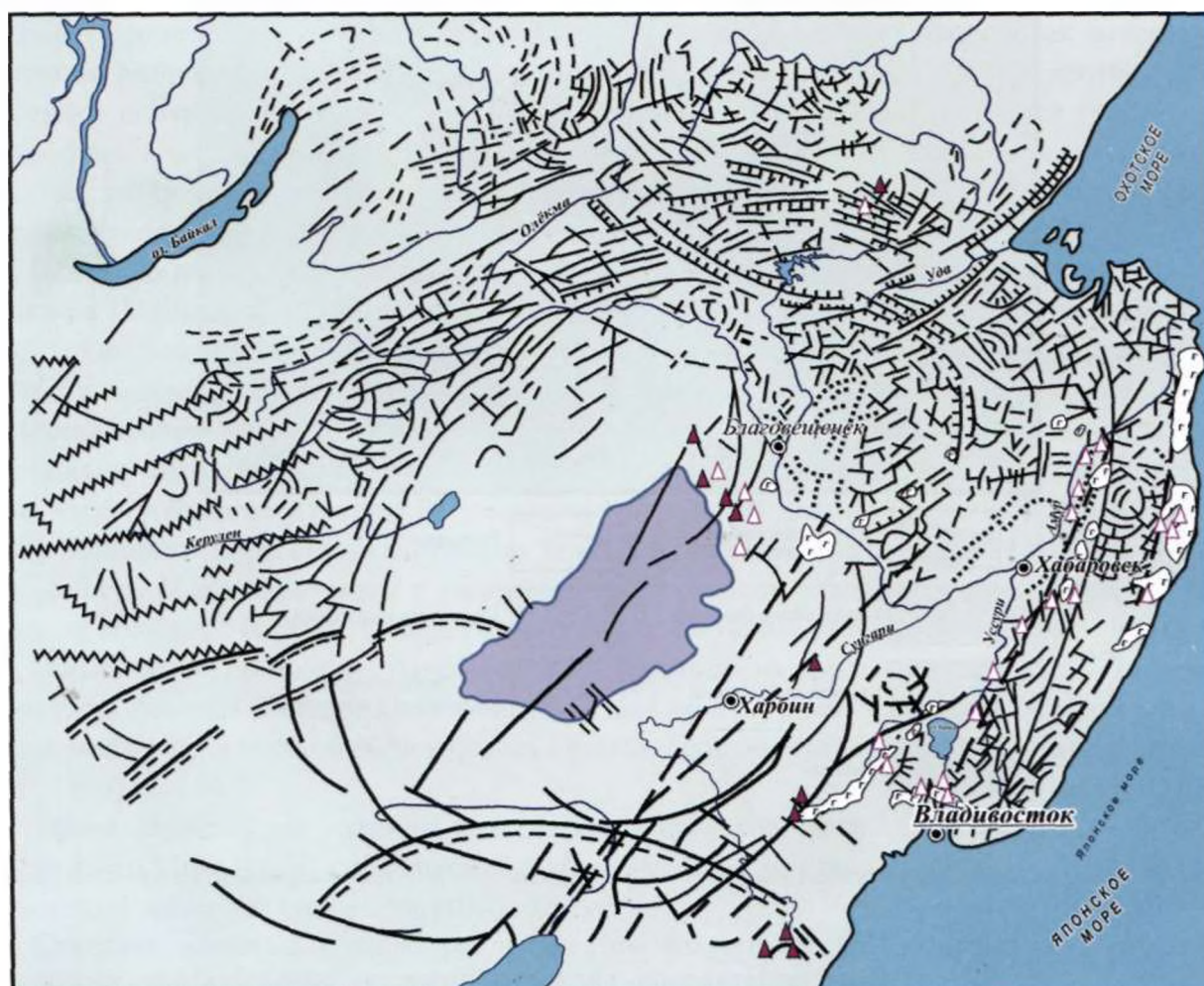


Рис. 28. Схема расположения радиально-концентрических систем разломов вокруг сдвигов и структур проседания Амурской мегаструктуры (по М. Золотову, 1976). 1–5 – разломы систем: 1 – Байкальской, 2 – Алданской, 3 – Аргуно-Буреинской, 4 – Сино-Корейской, 5 – Восточного фланга Монгольской; 6 – разломы, скрытые под рыхлым чехлом (по геофизическим данным); 7 – разломы с установленным падением (бергштрих в сторону наклона)

Кольцевое строение Амурского мегасвода подчеркивается радиально-концентрической системой разломов вокруг свода и структур проседания [Золотов, 1976; Кулаков, 1986; Geol China, 1986; Ma et al., 1989; и др.] (рис. 29, 30).

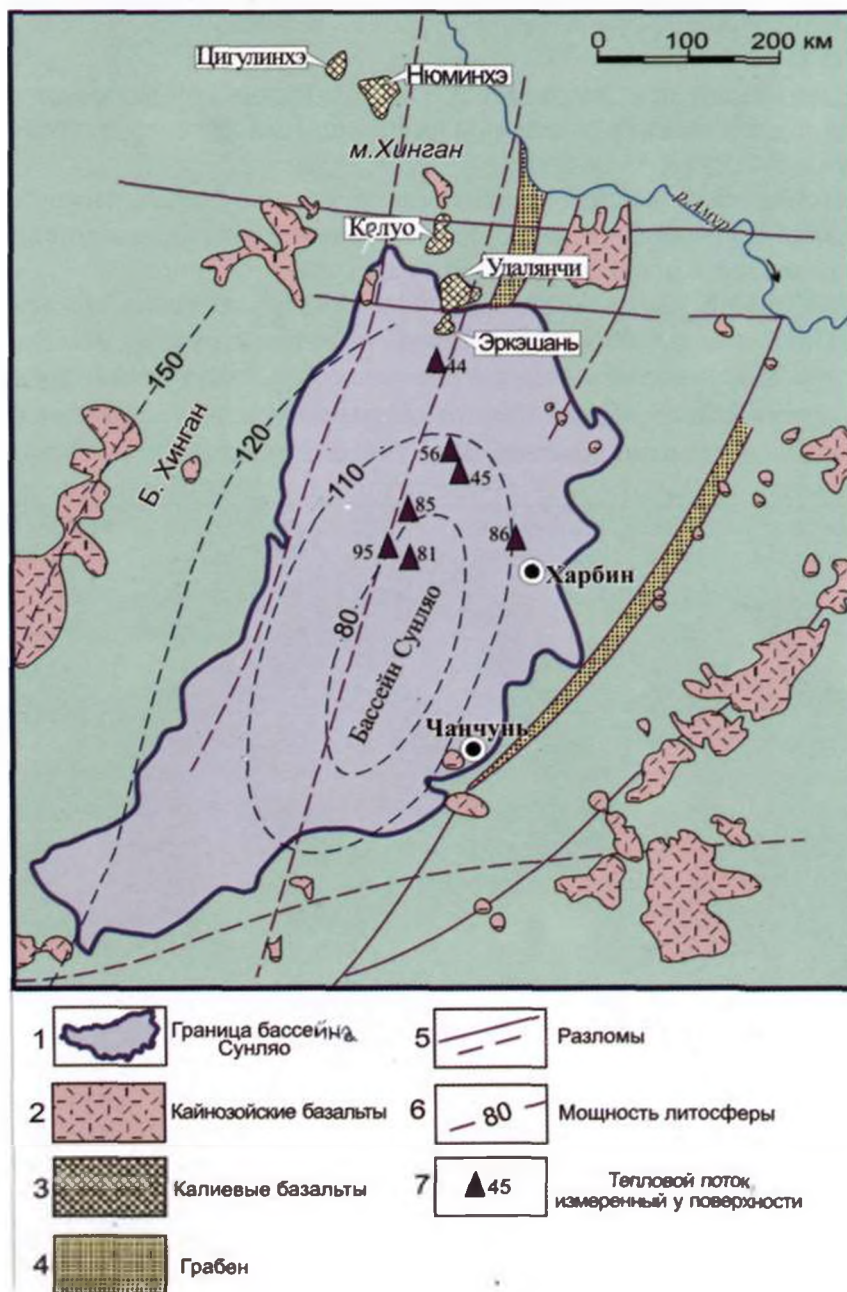


Рис. 29. Геологическая схема бассейна Сунляо [Ma 1987, Zhang et al. 1995]. 1 – граница впадины; 2 – изонахиты поверхности Мохо (в км)

Ядерная часть структуры представлена архейско-нижнепротерозойскими массивами, значительная часть которых «переработана» и «расташена» на отдельные блоки (Цзямусы, Ханкайский) некогда единого массива. Центральная часть Амурского мегасвода представлена овалом проседания (впадина Сунляо), в основании которой бурением доказано присутствие палеозойских гранитов и докембрийских метаморфических пород [Ma et al. 1989], а в соседней впадине в её фундаменте обнаружены кристаллические породы свиты мошань (архей, протерозой) [Лю Чжаоцзюнь и др., 1997] (рис. 29, 30).

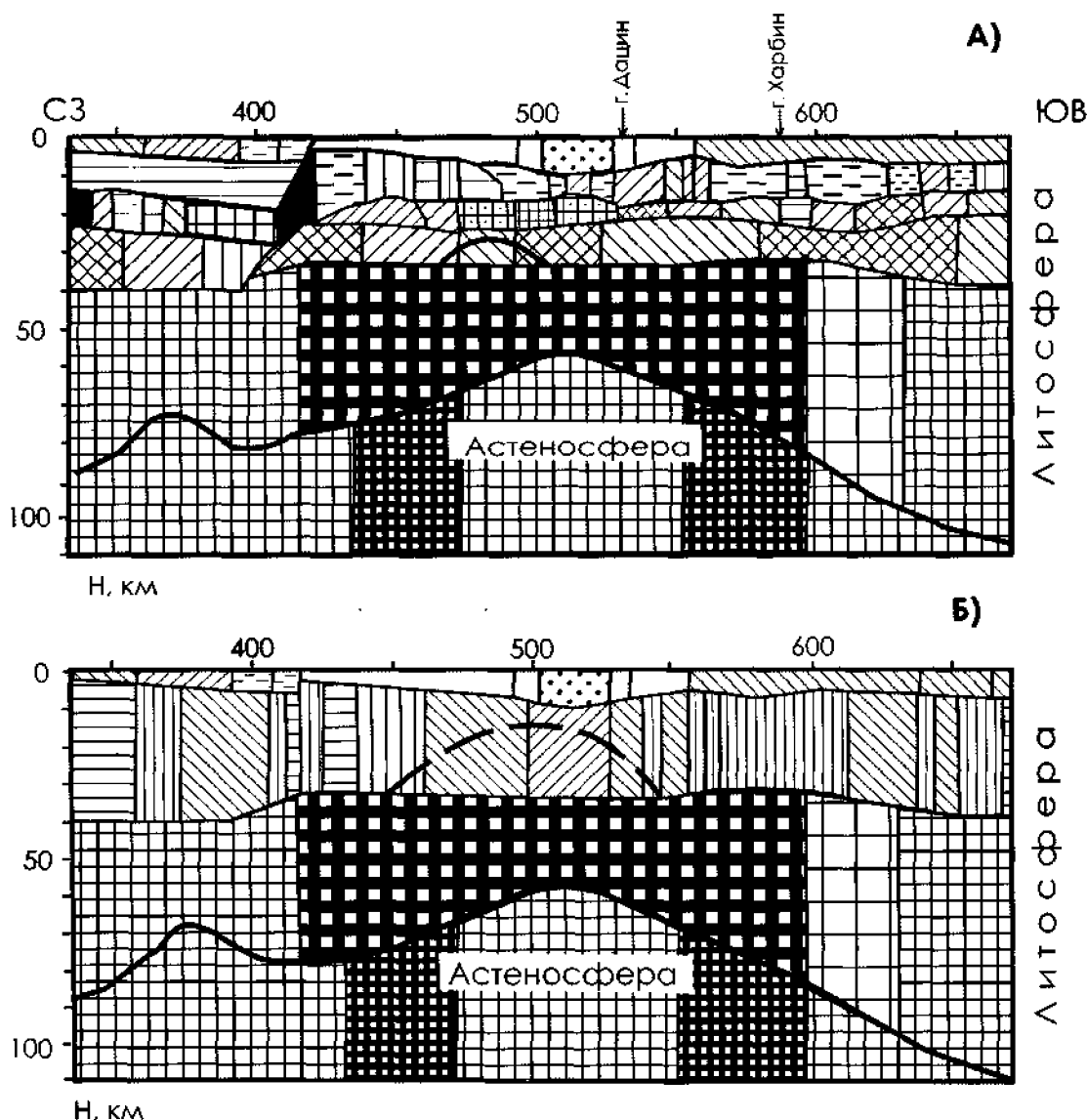


Рис. 31. Схема интерпретации литосферы впадины Сунляо по результатам плотностного моделирования: а – консолидированная земная кора трехслойная, б – однослойная диапироподобная структура, выделенная по результатам плотностного моделирования [Ma et al, 1989; Подгорный, 1999; и др.]

Детальные геофизические исследования Юга Дальнего Востока в пределах Амурской плиты и районов развития позднекайнозойского вулканизма [Малышев и др., 2001; Геодинамика..., 2006] выявили ряд особенностей строения литосферы, литосферной мантии и астеносферы (рис. 32). Структура литосферы имеет сложное строение. Она имеет полосовое строение и, в общем, подобна положению тектонических зон. Подошва литосферы выражена нечетко, граница местами прорывается и нарушена мантийными плюмами, которые прослеживаются из подлитосферной мантии [Малышев и др., 2001]. Это так называемые «мантийные фидерные структуры» (по Малышеву и др., 2001) нарушают плотностной характер литосферы и по данным геоэлектрических измерений фиксируются на значительных глубинах в подлитосферной мантии.

Анализ плотностных характеристик литосферной мантии и астеносферы выявил важную особенность. Средняя плотность астеносферы ниже вышележащей на несколько процентов (рис. 32). Особенно это свойственно впадине Сунляо, плотностные данные по которой согласуются с конфигурацией впадины в структуре региона.

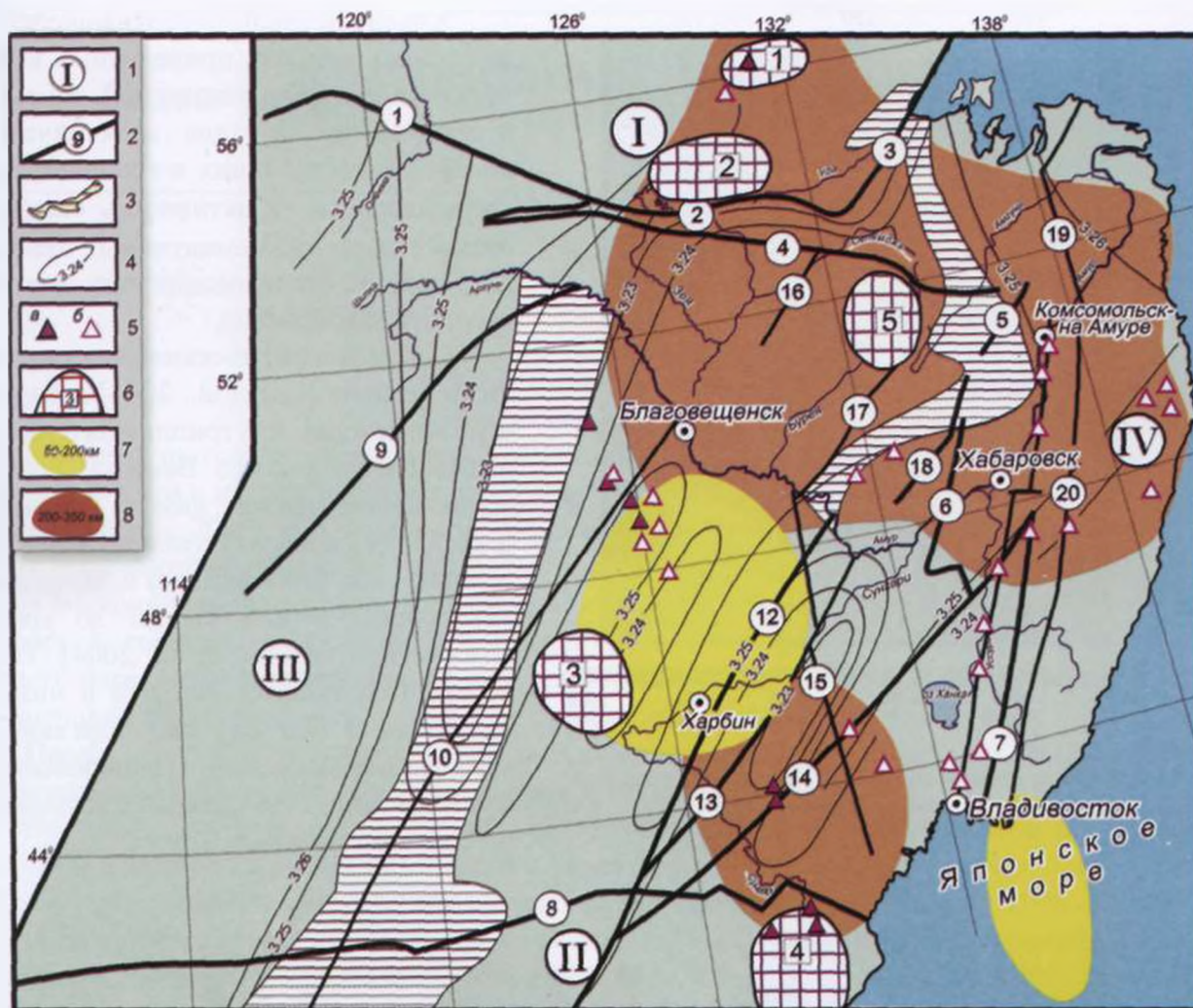


Рис. 32. Распределение средней плотности астеносферы региона. Условные обозначения см на рис.4, дополнительно 7 – контура разуплотненной мантии на глубине 50-200 км; 8 – на глубине 25-300 км. [Rasskazov et al., 2002]

Особенность дефицита плотности астеносферной мантии в сравнении с литосферной, во-первых, согласуется с данными сейсмического зондирования Амурской микроплиты, наличием Трансбайкальской линзы разуплотнения [Rasskazov et al., 2003] и данными сейсмической томографии, фиксирующей огромную зону разуплотнения на огромной площади Востока Азии (Восточно-Азиатское поле горячей мантии) в мантии (глубина 220 км) [Liu et al., 2004] (рис. 32, 33).

Иллюстрируя данные по Югу Дальнего Востока [Rasskazov et al., 2003] и результаты геофизических исследований, Ю.Ф. Малышев и его коллеги [Малышев и др., 2001; Геодинамика..., 2006] представили схему геодинамики литосферы Юга Дальнего Востока с элементами строения литосферы, «фидерными структурами» и выступами астеносферы (мантийные плюмы) на различных глубинах (50–200, 200–300 км). Тела с аномальной плотностью, свойственные астеносфере с дефицитом плотности относительно литосферной мантии, позволяют предполагать, что глубинная геодинамика, новейший и современный вулканизм этого проявления и воздействия на литосферу мантийных плюмов, фиксируются на основе геофизических исследований (в том числе, сейсмической томографии) в виде подъемов астеносферы, достигающих глубин около 50 км под впадиной Сунляо (10 км). Здесь проявлен высококалий-ный позднекайнозойско–современный вулканизм.

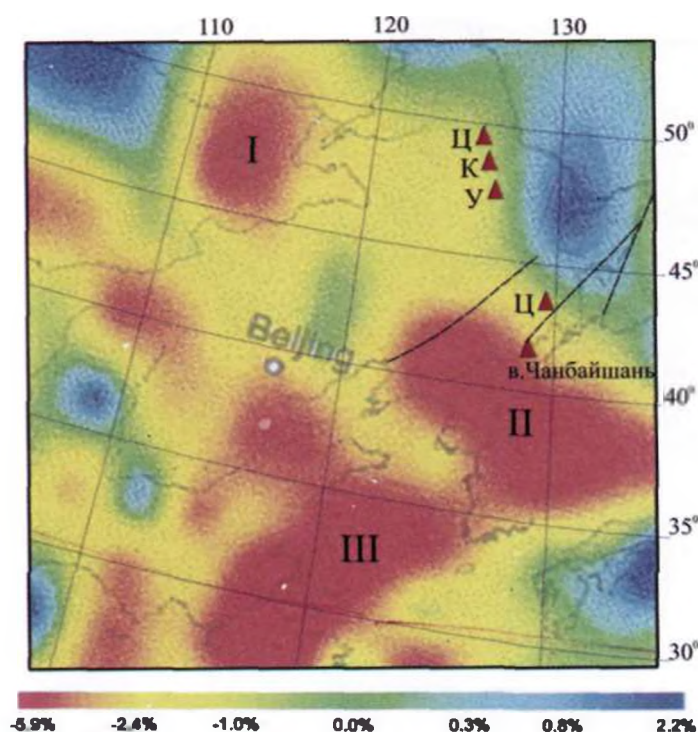


Рис. 33. Сейсмотомограмма мантии зон разуплотнения (красное) под Амурской микроплитой на глубине 220 км

Анализ петролого–геохимических и изотопных данных, приведенных выше, детально рассмотренных при описании вулканических ареалов вулканических центров, действующих в голоцене, подтверждает, что их активность связана с воздействием нижнемантийных плюмов. Дальнейшие исследования позволят подтвердить такой вывод.

Сейсмографические исследования этого региона [Liu et al., 2004] показали, что провинция внутриплитного вулканизма Юга Дальнего Востока, особенно активные центры низкой плотности (рис. 33, 34), которая опускается до переходного слоя (400–600 км) и далее (рис. 34) через перерыв, уходит до уровня нижней мантии [Liu et al., 2004]. Такой перерыв на границе верхней и нижней мантии (400–600 км), как полагают некоторые исследователи [Пушаровский и Пушаровский, 1998], связан с возможными срывами оболочек Земли.

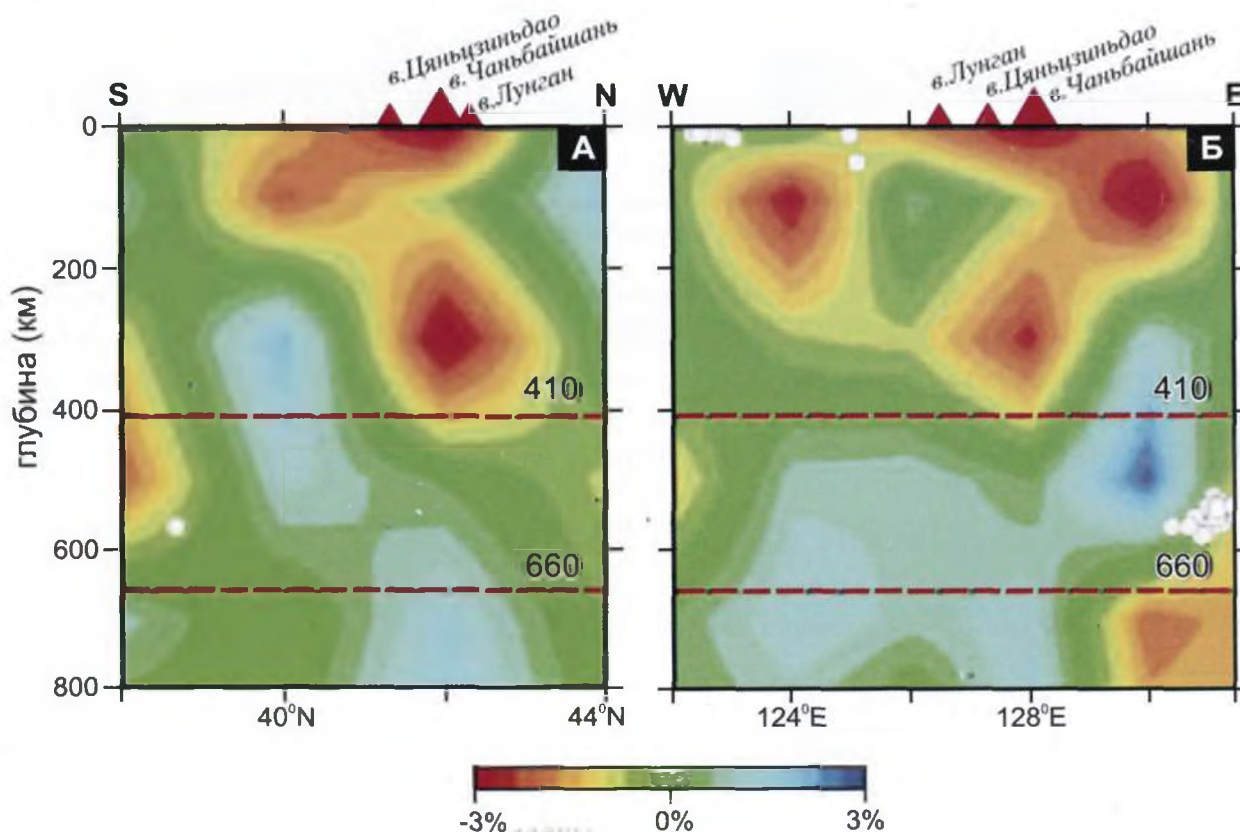


Рис. 34. Сейсмотомограмма зон разуплотнения в мантии под вулканами Чанбайшань и Лонган Чанбайшаньского вулканического ареала [Zhao et al. 2007]

В пределах Центральной Азии на основе изучения позднемезозойско-кайнозойского магматизма выделено Центрально-Азиатского горячее поле. Существование этого поля прослеживается с ордовика и до наших дней в координатах, близких к современным [Ярмолюк, Коваленко, 1995; Кузьмин, Ярмолюк и др., 2000]. Как отмечают Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. [Ярмолюк и др., 1995], выделяются ряд ареалов (рис. 35), для которых свойственен устойчивый режим проявления внутриплитного магматизма на протяжении 150-160 млн. лет, прослеживаемый с поздней юры до голоцена. Более того, на протяжении всего фанерозоя здесь имели место эпохи активного магматизма с определенным внутриплитным характером в ранне-среднепалеозойское, позднепалеозойско-раннемезозойское и позднемезозойско-кайнозойское время.

Представляется возможным рассмотреть геодинамический режим Амурской мегаструктуры не только в кайнозое, но и на протяжении фанерозоя [Сахно, 2001].

Восточнее, в Амурской мегаструктуре, которую также можно отнести к полю горячей мантии и активного влияния разогретой астеносферы – регулятора тектонических движений литосферных блоков и возбуждения магматических процессов [Артюшков, 1998, 2000], в фанерозое существовали эпохи тектоно-магматической активизации, происходившие неоднократно в ранне-позднем палеозое, в раннем мезозое и позднемезозойско-кайнозойское время [Вулканические ..., 1984]. Начиная с поздней юры в пределах Амурской мегаструктуры магматизм несет признаки влияния глубинных расплавов мантийных процессов.

Сопоставления эпох магматизма Центрально-Азиатского поля и Амурской мегаструктуры коррелируются достаточно полно, а по условиям генерации и составу расплавов имеются свои особенности. Это касается не только миграции интенсивности магматизма, но и эволюции составов вулканических продуктов и, конечно, геохимического спектра и изотопных характеристик глубинных источников.

Тем не менее, напрашивается один из главных выводов – отсутствие глобальных перемещений литосферных плит в позднем мезозое-кайнозое. В Восточно-Центральной Азии вполне реально, что плюмовый вулканизм Амурской мегаструктуры также, как и Центрально-Азиатской, относится к Северо-Азиатскому суперплюму, который развивался на протяжении всего фанерозоя [Ярмолюк и др., 2000].

Авторы полагают, что вся область восточной окраины Азиатского континента, где неоднократно проявлялся внутриплитный магматизм (Алдан, Колымо-Омолонский блоки и т.д.), представляет собой целый ряд мегаструктур центрального типа (МЦТ), развитие которых сопровождалось импульсами плюмового вулканизма и изотопно-геохимическими характеристиками мантийных источников.

В рамках рассмотрения плюмовой гипотезы предполагается, что Амурская мегаструктура формировалась под воздействием мультиплюмов [Haggerty, 1994; Taylor et al., 1994; и др.], поднимающихся из внешнего ядра и нижней мантии и инициирующих движение горячих диапиров, прогрев и поднятие верхней мантии. Это обусловило обширную зону аномальной мантии под Амурской мегаструктурой. Поднятие горячего диапира (или диапиров) на протяжении фа-

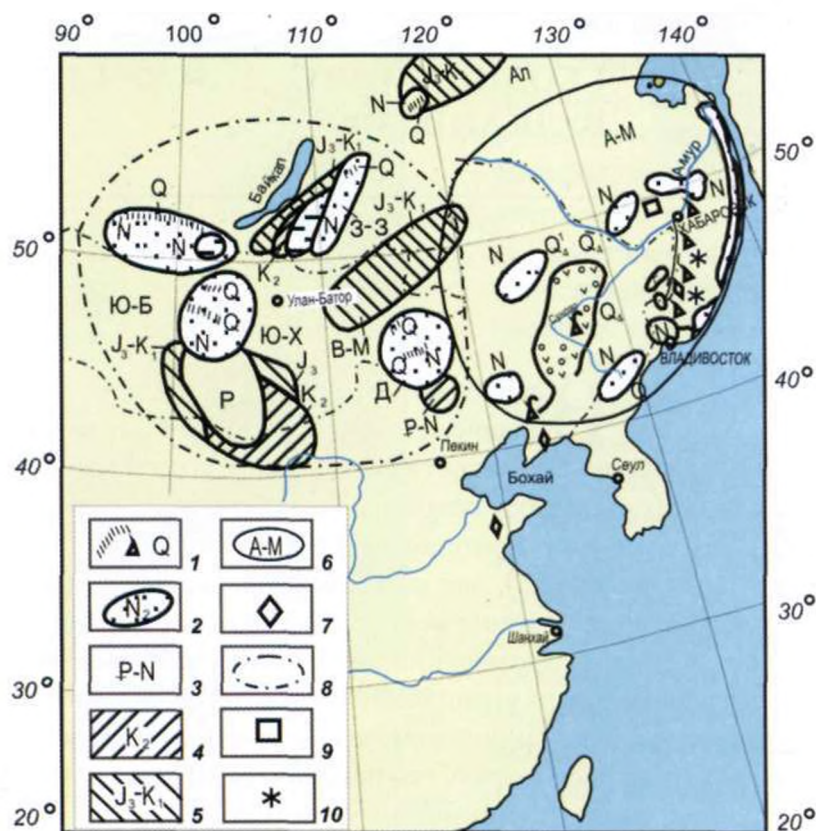


Рис. 35. Ареалы развития вулканизма. 1 – Четвертичные вулканы; 2 – Позднемиоценовый; 3 – Палеоген-миоценовый; 4 – Позднемеловой; 5 – Позднеюрский- раннемеловой; 6 – Амурский ареал; 7 – Алмазоносные трубки позднего палеозоя; 8 – Центрально-Азиатский ареал внутриплитного магматизма [Ярмалюк и др., 1995, 2000] и возраст его проявления; 9 – Лампроитовые трубки (ранний мел); 10 – Меймечитовый

нерозоя способствовало неоднократному проявлению глубинного магматизма на Ханкайском массиве: в среднем палеозое (девонские (?)) – внедрение кимберлитовых диатрем, в поздней юре (140 млн. лет) – меймечитовых трубок; на Буреинском массиве: в среднем мелу (115-117 млн. лет) – лампроитовых трубок и поздне мелу (91 млн. лет) – высокомагнезиальных андезитов трансформных рифтовых зон в центральной части и на периферии мегаструктуры. В кайнозое проявления глубинного магматизма охватило всю структуру, но имело тенденцию к омоложению, от периферии к центру, особенно в позднем плиоцене и голоцене, но в миоцене существовали центры одновременных проявлений вулканизма в различных местах структуры – на периферии и в центре. Если для раннего этапа развития плюма (средний палеозой, и на протяжении от среднего до позднего мезозоя) можно допустить формирование одного фиксированного возбуждаемого диапира (горячей точки), то для раннего-среднего кайнозоя это, возможно, действие нескольких диапиров. Омоложение вулканизма за последние 3 млн. лет от периферии к центру мегаструктуры (вокруг впадины Сунляо) фиксируется несколькими центрами четвертичного базальтоидного вулканизма.

Пространственно-временное смещение центров плюмового вулканизма от палеозоя по средний мезозой при фиксированной горячей точке в виде поднимающегося нижнемантийного плюма (если принять во внимание, что «загрузка» кимберлитовых расплавов алмазами проходила в нижней мантии, как это считают А.А.Маракушев и др. [1991] и С.Хаггерти [Haggerty, 1994; и др.]) показывает, что литосферная плита двигалась с северо-востока на юго-запад и зафиксировала свое движение кимберлитовыми трубками (палеозоя), трубками «меймечитов» – в поздней юре (≈ 140 млн. лет), лампроитов – в середине мела – (115-117 млн. лет), т.е. скорость смещения за этот промежуток времени была небольшой.

В мезозое центральная часть мегасвода Амурской мегаструктуры, начиная с поздней юры до среднего мела, была разбита разломами, которые испытывали растяжения, что привело к формированию рифтов и рифтовых долин. Возможно, причиной таких движений были левосторонние смещения отдельных блоков относительно друг друга с растягивающими усилиями, как это полагает В.П.Уткин (1989, 2000). Геодинамический режим этого этапа был сложным, так как отдельные блоки испытывали локальные сжатия, другие – растяжения вдоль разломной системы Таньлу [Xu et al., 1987]. Этот тезис подтверждается не только тектоническими построениями, но и тем, что здесь мы имеем весьма пеструю геохимическую характеристику вулканитов: сочетание вулканитов с геохимическими чертами известково-щелочной серии и находки высокомагнезиальных андезитов, наличие которых подтверждается геохимическими чертами, присущими этим петрогенетическим типам, происхождение которых связывается с условиями почти адекватными трансформным разломам, что отмечалось для других. Находка магнезиальных андезитов в пределах континентальной части Востока Азии, впервые представленная в этой работе, весьма актуальна, так как геодинамические условия формирования вулканитов проходили не по механизму примитивной субдукции, а при разломообразовании с участием первичных андезитовых расплавов, генезис которых еще предстоит обсудить.

Весьма ограниченные движения континентальных блоков Востока Азии в позднем мезозое, и в частности Амурской мегаструктуры, подтверждаются и палеомагнитными исследованиями российских и японских ученых в последние несколько лет [Otofuji et al., 1995, 1996, 1998].

В палеоцене-миоцене смещения континентального блока Амурской мегаструктуры были весьма малыми, возможно, существовало фиксированное положение. Так, на севере Ханкайского массива в пределах Алчанского разлома в миоцене и плиоцене сформировались два вулкана – Бабушка и Дедушка. Они представлены щелочными базальтами с центральными некками, в которых встречаются ксенолиты и лерцолиты. Базальтоиды в Дедушки датированы 12 млн. лет (± 1 млн. лет), а в Бабушки – 9,6 млн. лет. Некки расположены на расстоянии 700-900 м друг от друга и по геохимическим характеристикам и спектрами редкоземельных элементов весьма близки. Этот факт позволяет говорить, что в промежутке времени между 12 млн. лет и 10 млн. лет, т.е. на протяжении нескольких млн. лет какие-либо движения отсутствовали. Безусловно, это предположение справедливо только для западного блока Сихотэ-Алиня, находящегося за Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. Не исключено, что более восточная часть структуры испытывала перемещения и, как считают некоторые исследователи, преобладали правосторонние движения.

Вулканизм субдукционного типа в полной мере в период мезозоя мог преобладать по периферии Амурской мегаструктуры, там, где встречные и косонаправленные движения континентальных блоков, в том числе и океанических плит, могли создавать условия, при которых генерировались расплавы с петрохимическими характеристиками островодужного типа. Подобные геохимические условия, в целом для Восточной окраины Азии, рассмотрены ранее (Сахно, 2001).

Таким образом, учитывая длительный процесс проявления плюмового магматизма в Амурской мегаструктуре и его связь с глубинными геосферами, возможно, процессами на границе внешнего ядра и нижней мантии, представляется вполне реальным отнесение его к типам больших стационарных плюмов, возбуждение которых проходило время от времени и вызывало внедрение горячих флюидов в верхнюю мантию, прогрев, метасоматические преобразования и эрупцию базальтового расплава с геохимическими нижнемантийными и верхнемантийными характеристиками. Большемасштабные потоки из нижней мантии и их прорыв в верхнюю мантию может быть интерпретирован на основании томографических исследований, проведенных в последние годы в Исландии, Африке и Тихом океане [Nakakuki et al., 1997;

Wolfe et al., 1997; и др.]. С такими плюмами связаны потоки глубинных флюидов, что подтверждается исследованиями изотопов гелия [Graham et al., 1992].

Один из важных вопросов не может быть оставлен без внимания – вопрос о взаимоотношении при встречных движениях Тихоокеанской плиты и Евроазиатского блока. Ранее были рассмотрены особенности вулканизма окраины восточной части Амурской мегаструктуры в объеме Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, как части огромного Восточно-Азиатского вулканического линеймента. Все элементы такого взаимодействия были отмечены на примере вулкаников этого пояса: структурная, петрохимическая и металлогеническая зональность, состав и геохимический спектр магматических формаций, т.е. то, что свойственно вулканизму субдукционного типа. Но на рубеже позднего мела и раннего кайнозоя в вулканиках стали проявляться внутриплитные петрогеохимические черты, в среднем и позднем кайнозое проявился переход через предрифтовую стадию и деформирование высокоглиноземистых базальтов к типичным рифтовым комплексам плюмового вулканизма (Сахно, 2001).

Следует добавить, и в период формирования окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса вулканогенные формации несли черты базитового влияния [Сахно, 1976; 1994 и др.], что выражалось в кислых вулканиках высокими концентрациями фематфильных элементов, изотопными отношениями близкими к базальтовым характеристикам ($\approx 0,70504-0,70450$ и т.д.). Возможно, это было следствием необычного строения коры красного вулканического пояса – сокращенным гранитным слоем и мощной подушкой базальтового слоя в основании пояса. Но зональность, которая хорошо выражена для пояса, предполагала

субдукцию оксанической плиты под континент. Возможен и другой вариант, как это полагает Г.М. Власов [1999] – рост сводового поднятия Амурской мегаструктуры сопровождается скупиванием в зоне стыка континентального блока и океанической плиты. При косонаправленном движении это вызывает скольжение и появление сосдвиговых растяжений, через которые проникали глубинные магматические расплавы. Это свойственно раннему кайнозое – наличие «переходных серий». Модель такого развития окраины рассматривали ранее [Тихоокеанская... 1991; Сахно 1994; и др.].

На схеме (рис. 36) представлено взаимодействие Амурской мегаструктуры с глубинным «килем», как часть Евроазиатской плиты с Тихоокеанской на рубеже позднего мела и кайнозоя.

По окраине в мелу развиваются магматические комплексы известково-щелочных серий, в тылу, в рифтовых впадинах известны высокомагнезиальные андезиты и субщелочные базальты. В центральной части мегаструктуры в более позднее время (миоцен-голоцен) проявлен высокощелочной плюмовый вулканизм, корни которого

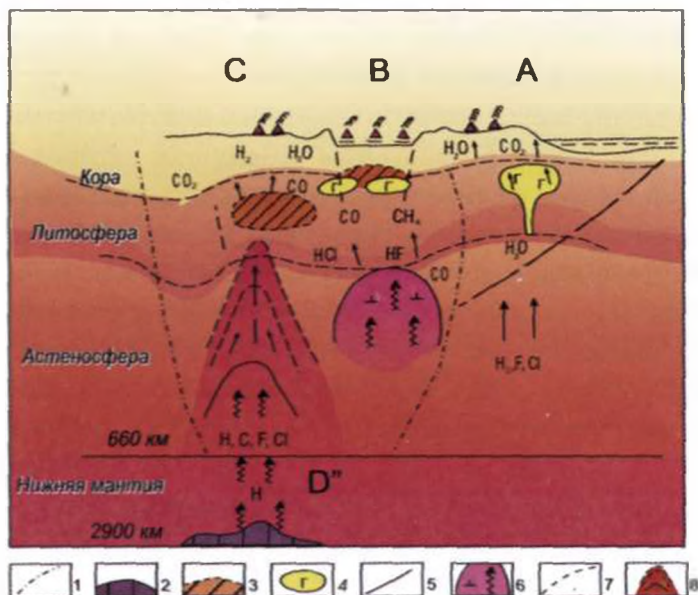


Рис. 36. Петрогенетическая модель континентальных вулканических поясов Тихоокеанской окраины Азии. А – Окраинно-континентальные пояса (Восточно-Сихотэ-Алинский); В – Внутриконтинентальные; С – Зоны плюмового вулканизма. 1 – Контуры глубинного «киля» кратона Амурской мегаструктуры; 2 – Контуры поднятия (bubble) на границе D'' внешнего ядра и нижней мантии, поток флюидов; 3 – Разуплотненная зона в литосфере и верхней мантии; 4 – Зона генерации базальтоидов и базальтов «подушка» в основании окраинных поясов; 5 – Сейсмофокальная зона; 6 – Поднимающийся разогретый астеносферный диапир; 7 – Граница литосферы; 8 – Контуры глубинных потоков

опускаются глубоко в мантию и возможно инициируются пламенными струями, поднимающимися от ядра.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатилов О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука. 1991. 301 с.
- Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция / под. Ред. Богатикова О.А. . М.: Изд-во МГУ. 2000. 523 с.
- Геология Кореи / под ред. Пэк Рен Чжун, Канн Хен Габ, Ким Чу Рер. Пхеньян: Изд-во книг на иностранных языках. 1993. 663 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. члена-корреспондента РАН А.И. Ханчука. Книга 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573-981.
- Грачев А.Д. Мантийные плюмы и проблема геодинамики // Физика Земли. 2000, № 4. С. 3-37.
- Грачев А.Ф. Индентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618-654.
- Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневосточное изд-во. 1965. 83 с.
- Добрецов Н.Л., Кирияшкин Л.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1994. 300 с.
- Заварицкий А.Н. Лимбургиты на площади Мэргэнь. // ДАН СССР. 1936. № 1. С. 357-360.
- Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток. 1976. С. 3-33.
- Козарко Л.Н., Лебедев В.А., Левский Л.К. Гетерогенность изотопных источников щелочного магматизма горячей точки Юго-Западной Атлантики – о-ва Фернандо-де-Наронья // ДАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 240-243.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 155-173 (под ред. Пушаровского Ю.М.).
- Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3-16.
- Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. и др. Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивостока: Дальнаука. 2005. 296 с.
- Милановский Е.Е. Главные проявления рифтогенеза на территории Китая // Геотектоника. 1993. № 3. С. 3-17.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерализация Амурской мегаструктуры. Благовещенск-Владивосток: Изд-во АмурКНИИ. 2000. 160с.
- Попов В.К., Сахно В.Г., Кузьмин Я.В. и др. Вулканические стекла вулкана Пектусан // ДАН. 2005. Т. 403, № 2. С. 242-247.
- Приходько В.С., Чеснер К.Е., Эглингер У.Д. и др. Лейцитовые базальты Болоньского вулкана (Приамурье) // Тихоок. геология. 1996. Т. 15. № 3. С. 144-149.
- Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 11. С. 111-119.
- Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука. 1976. 100 с.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток. Дальнаука. 2001. 337 с.
- Сахно В.Г., Октябрьский А.Т. Вулкан на оз. Болонь // Охрана природы на Дальнем Востоке. Владивосток. 1963. С. 159-164.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 157 с.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на Восточной окраине Азии. Москва: ГЕОС. 2006. 316 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловые и палеогеновые трансформные континентальные окраины (Калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Мат. XXXX тектонич. совещ. Тектоника Азии. М.: ГЕОС. 1997. С. 240-243.
- Чичагов В.П., Рим Квон Мук, Черкинский А.Е. и др. Радиоуглеродный возраст деревьев, погребенных тефрой вулкана Пектусан на Севере Кореи // ДАН. 1989. Т. 306, № 1. С. 169-172.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000, № 5. С. 3–29.
- Barker D.K. and Willey P.J. High pressure apatite solubility in carbonatite-rich liquids: implications for mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 3409–3422.
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics // *Terrestrial Magmatism in the Earth History*. London: Gordon and Breach Publ. 1999.
- Chapman N.A. Inclusions and megacrysts from undersaturated tuffs basanites east Fife, Scotland // *Jour. Petrol.* 1976. Vol. 17. P. 472–498.
- Edgar A.D. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies / *Alkaline Igneous Rocks*. Ed. Fitton I.G. // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1987. Vol. 30. P. 29–52.
- Faure G. Principles of Isotope Geology // John Wiley and Sons. 1986. P. 141–247.
- Fan Q.C., Hooper P.R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition // *Journ. Petrol.* 1991. Vol. 32. P. 765–810.
- Fitton I.G., James D. and Leeman W.P. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variation in space and time // *Journ. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 13693–13711.
- Foley S. High-pressure stability of the fluor- and hydroxy- end members of pargasite and K-richlerite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. P. 2689–2694.
- Forbes W.C. Phase relations of titanophlogopite, $\text{KMgTiAlSiO}(\text{OH})$: refractory phase in the upper mantle? // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 22. P. 66–86.
- Gallagher K. and Hawkesworth C.I. Dehydration melting and generation of continental flood basalts // *Nature*. 1992. Vol. 358. P. 57–59.
- Geist D.Y., Baker D.H. and Birney A.R. GPP a program package for creating and using geochemical data files // Univ. Oregon. Eugene. 1985.
- Green D.H. and Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. Vol. 15. P. 103–124.
- Haase K.M. and Devey C.W. The petrology and geochemistry of Western Seamount Greenland Basin—an intraplate alkaline volcano of non-plume origin // *Journ. Petrol.* 1994. Vol. 35. P. 295–328.
- Hawkesworth C.I., Kempton P.D., Rogers N.W. et al. Continental mantle Lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 96. P. 256–268.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 219–229.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutone // *Amer. Mineral.* 1997. Vol. 72. P. 231–237.
- Horn S., Schmincke H.H. Volatile emission during the eruption of Baitoushan volcano (China/Korea) ca 969 AD // *Bull. Volcan.* 2000. Vol. 61. P. 537–555.
- Hsu C.N., Chen I.C. and Ho K.S. Geochemistry of Cenozoic Volcanic rocks from Kirin Province, Northeast China // *Geochim. Journ.* 2000. Vol. 34. P. 33–58.
- Irving A.J. and Frey F.A. Trace element abundance in megacrysts and their host basaltic: constraints of partition coefficients and megacryst genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1202–1221.
- Liu J.Q. Study of geochronology of the Cenozoic volcanic rocks in NE China // *Acta. Petrol. Sinica*. 1987. Vol. 3(4). P. 21–31 (in Chinese, with English abstr.).
- Liu M., Cui X., Liu F. Cenozoic rifting and volcanism in Eastern China: a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 393. P. 29–42.
- Liu C.-Q., Macida A., Xie G.-H. Major- and trace elements compositions of Cenozoic basalts in Eastern China: petrogenesis and mantle Source China // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 114/ P. 19–42.
- Liu G.-Q., Zhang H.-R., Kong Q. -J. et al. Elementary analysis of data from Tianchi Volcano // *Jour. Geosci. Res. NE Asia*. 2004. Vol. 22. P. 21–25.
- Ma Li., Yang Jiliang and Ding Zhengyan. Songliao Basin – an interaction continental sedimentary basin of combination type // *Chinese Sedimentary Basin – Elsevier Sci. Publ. B.V.* 1989. P. 77–87.
- Machida H., Moriwaki H., Zhao D. The recent major eruption of Chang Bai volcano and its environmental effects // *Geogr. Reports. of Tokyo Metrop. University*. 1990. № 25. Tokyo. P. 1–20.
- McKenzie D. and O'Nions R.K. The source regions of ocean island basalts // *Journ. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 133–160.
- Menzies M.A. Archaen, Proterozoic, and Phanerozoic lithospheres / *Continental Mantle*. Ed. Mensies M.A. 1990. Oxford Science Publ. P. 67–86.
- Ormeron D.S., Rogers N.W. and Hawkesworth C.L. Melting of the Lithospheric mantle inverse modeling of alkali-olivine basalts from the Big-Pine volcanic field, California // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. Vol. 108. P. 305–317.

- Peng Z.C., Zartman R.E. et al. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of cenozoic basalts, Eastern China // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 59. P. 3-33.
- Sack R.O., Walker D. and Carmichael I.S. Experimental petrology of alkaline lavas: constraints of cotectics of multiple saturation in natural basic liquids // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 96. P. 1-22.
- Shaw H.R. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction // *Amer. Sci.* 1972. Vol. 272. P. 870-893.
- Sheng Z., Wang X. and Bai Z. Deep-Source xenoliths from Cenozoic basalts in Jingpohu region and their evolution // *Geology of Heilongjiang region*. 1983. № 1. P. 12-22 (in Chinese).
- Tatsumoto M., Busu A.R., Huang W.K. et al. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rock of Eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental Lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 113. P. 107-128.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. The Geochemical evolution of continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 241-265.
- Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381-397.
- Zhang M., Menzies M.A., Suddaby P. & Thirlwall M.F. EM-1 signature from within the post-Archaean subcontinental lithospheric mantle: isotopic evidence from the potassic volcanic in NE China // *Geochem. Journ.* 1991. Vol. 25. P. 329-340.
- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. and Dungan M.A. Barian titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemistry, substitutions, and paragenesis // *Amer. Mineral.* 1993. Vol. 78. P. 1056-1065.
- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic volcanic Rocks in NE China: Geochemical Contrasts of Mantle Source and Magma Genesis // *Journ. Petrol.* 1995. Vol. 36. № 5. P. 1275-1303.
- Watson E.B. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experiment study of apatite/melt equilibria at pressure to 25 kb // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51. P. 322-335.
- Wei H., Sparks R.S.J., Liu R. et al. Three active volcanoes in China and their hazards // *Journ. Asia Earth Sci.* 2003. Vol. 21. P. 515-526.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	14
Глава 2. ЧАНБАЙШАНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ.....	20
Вулкан Чанбайшань	21
Вулканический центр Лонган	36
Плато Анту, Хэлун	37
Глава 3. ЦИНБОХУ–МУДАНЬЦЗЯНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ	42
Вулканический центр Цинбоху	42
Вулканический центр Ванцин	53
Глава 4. ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ УДАЛЯНЧА–ЭРКЭШАНЬ–КЕЛУО (УЭК)	57
Глава 5. СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	72
Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ИЗВЕРЖЕНИЙ.....	78
Глава 7. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВОЗМОЖНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА.....	85
Глава 8. ПЛЮМОВАЯ ПРИРОДА ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	90
Глава 9. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВУЛКАНИЗМА АМУРСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ	97
Литература	101

ФОТОАЛЬБОМ

Вулкан Чанбайшань



На вершине вулкана, край кальдеры



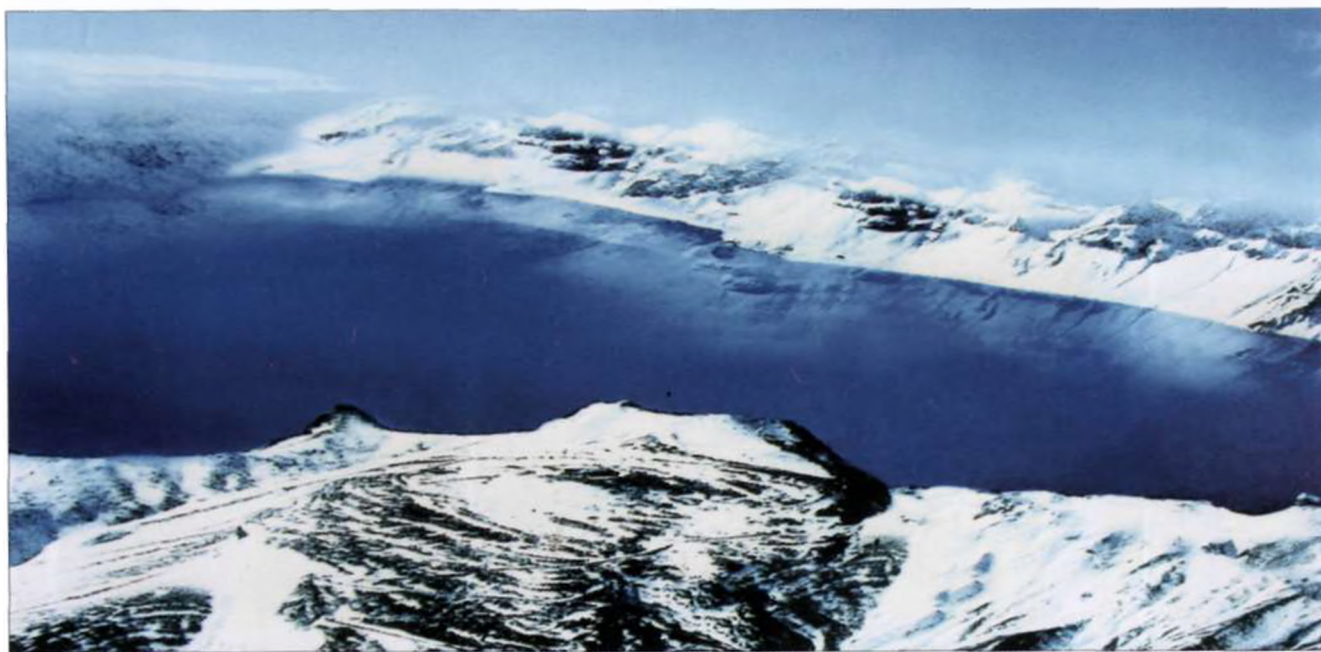
Вулкан Чанбайшань (вид из космоса). С севера и юга базальтовые покровы (Google Earth)



Вулкан Чанбайшань с кальдерным озером Тянци. На восточном и южном склонах пепел извержения 1903 г



Кратерное озеро Тяньчи (вид с юга) (*Геология...*, 1993)



Край кальдеры, переслаивание лавовых и пепловых толщ. «Котел» — центр излияния лавы



Северный склон, переслаивание потоков трахитов и пирокластических толщ (верхняя часть)



Кальдерная чаша, заполненное озеро Тяньчи



Пирокластические выбросы катастрофического взрыва (55-60тыс. лет BP)



Пирокластические толщи северо-восточного склона, верхняя часть кальдеры



Бомбы трахитового состава



Восточный склон, обнажения покрова трахитов



Большой каньон, обнажения
пирокластических толщ
(возраст 55-60 т.л. ВР)



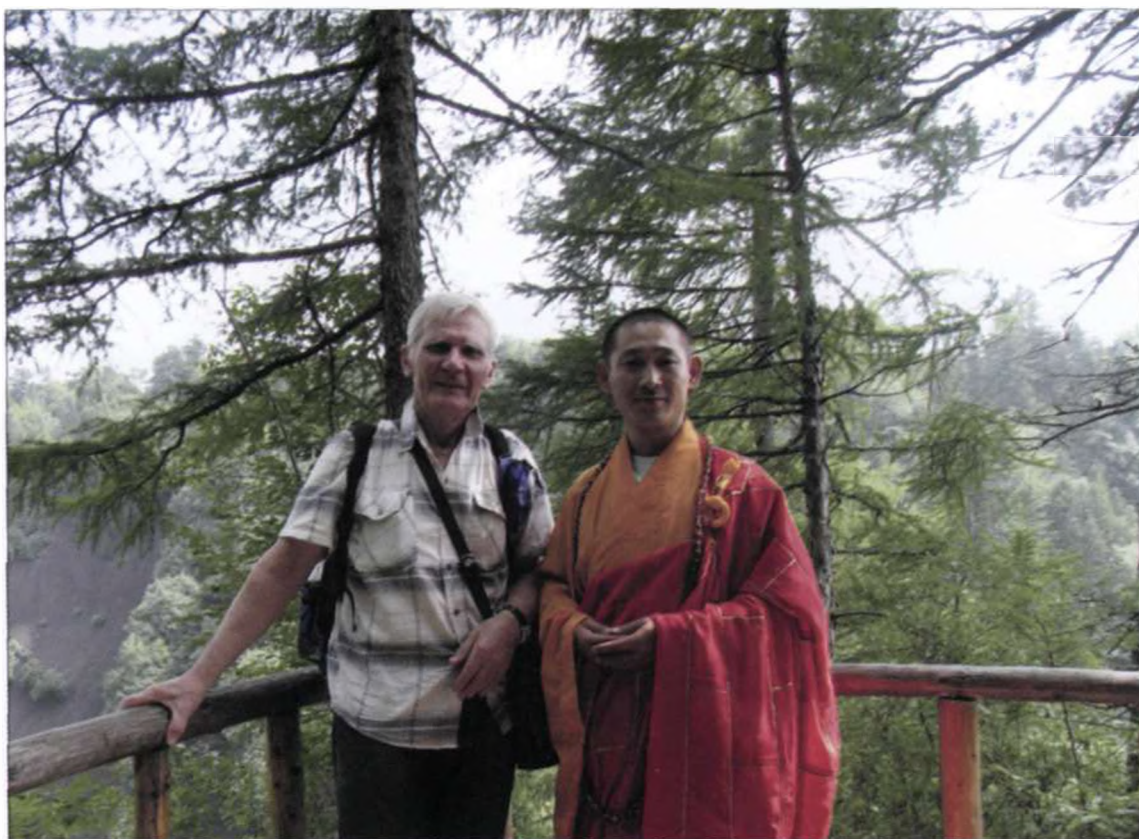
Большой каньон, западный склон
в. Чанбайшань



Западный склон, обнажения потоков трахитов



Обнажения трахитовых покровов (верховье р. Сунгари)



Встреча с монахом из Лхассы у священной горы Чанбайшань



Хвойный лес на древних пирокластических толщах



Чанбайшаньский водопад. Каменная лестница, выстроенная в 2004 г.
и разрушенная сейсмической активностью 23 октября 2006 г



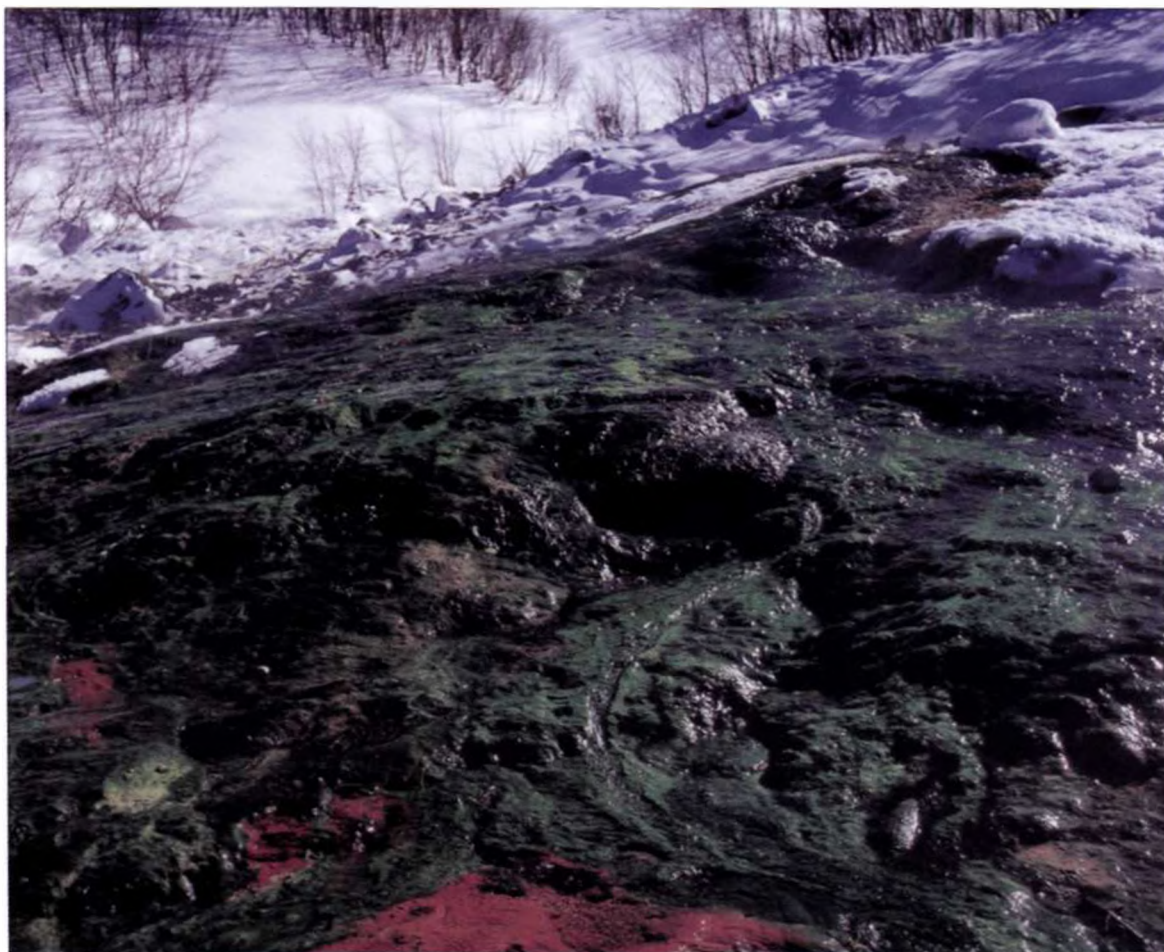
Потоки игнимбритов 1702 г. извержения



Рифтовая долина, ниже водопада фрагменты строения конуса вулкана, сложенного покровами трахитов



Кальдерная воронка взрыва на западном склоне в. Чанбайшань



Термальный источник Юлун ($t=83^{\circ}$)



Стенка кальдеры в. Чанбайшань

Научное издание

Владимир Георгиевич САХНО

**НОВЕЙШИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЭТАП)**

Печатается в авторской редакции
Художник Г.П. Писарева
Оператор верстки О.Ю. Полянская

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 26.02.2008 г.
Печать офсетная. Формат 60х84/8. Бумага мелованная.
Усл. п. л. 16,0. Уч.-изд. л. 15,71. Тираж 300 экз. Заказ 77

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7