

УДК 552.32

ПЕРВАЯ НАХОДКА КАРБОНАТИТОВЫХ ТУФОВ В КАЙНОЗОЙСКОЙ БАЗАЛЬТОВОЙ ПОСТРОЙКЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

© 2006 г. С. О. Максимов, В. К. Попов

Представлено академиком А.А. Маракушевым 07.09.2005 г.

Поступило 08.09.2005 г.

Образование карбонатитов и карбонатитоподобных пород до сих пор остается дискуссионным вопросом петрологии, поэтому любая новая информация о находках таких пород может послужить лучшему пониманию ключевого механизма этих процессов.

При изучении кайнозойских базальтов Юго-Западного Приморья в бассейне р. Амбы нами обнаружены карбонатитовые туфы в разрезе одноименного базальтового вулкана, сформированного в раннем неогене (рис. 1). Вулканическая постройка занимает площадь около 20 км², располагаясь в среднем течении р. Амба в 28 км от впадения ее в Амурский залив. Базальты, составляющие основание стратовулкана, непосредственно залегают на пермских карбонатных и вулканогенно-осадочных отложениях и триасовых аркозовых песчаниках, с разрывом перекрываются позднемiocеновыми вулканогенно-осадочными отложениями усть-суйфунской свиты и базальтами Шуфанского плато. Центральная жерловина стратовулкана выполнена взрывными брекчиями и лавами базальтов. Пирокластические отложения, включающие горизонты карбонатитовых туфов, образуют периферические фации вулкана.

В последовательности излияний намечается переход от оливин-клинопироксеновых к существенно шпинель-титанавгит-плагноклазовым разностям. Мегакристы шпинели и клинопироксена в базальтах (размером 3–8 мм в поперечнике) содержат включения карбонатов округлой формы. Кроме того, базальты обогащены поздними карбонатными обособлениями, распределенными в основной массе, выполняющими газовые полости и особенно концентрирующимися в жерловой фации вулкана, что отражает углекислотный газовый режим этого вулкана.

Базальты характеризуются субщелочным, высокотитанистым, магнезиальным и кальциевым составом с низким содержанием SiO₂ и высоким Sr, Ba, Nb, Zr, реже Ce, Nd, Sm и Th (табл. 1). По характеру распределения высокозарядных и редкоземельных элементов они соответствуют внутриплитным щелочным базальтам и имеют отрицательный наклон тренда распределения редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии.

Горизонты карбонатитовых туфов обнаружены в юго-западной части вулканической постройки на правом борту ручья Второго (правого притока р. Амбы). Спекшиеся карбонатитовые туфы образуют два горизонта мощностью 2–2.5 м в основании и в верхней части видимого разреза. Они разделены прослоями туфопесчаников и туфогравелитов базальтового состава, в различной степени обогащенных карбонатным материалом. Туфы – массивные, интенсивно “сваренные” породы темно-серого цвета с псаммито-псефитовой размерностью кристаллокластов и литокластов. Высокая степень “сваривания” туфов связывается с обогащенностью цементирующего материала известковой составляющей, обуславливающей образование природного карбонатно-силикатного цемента. В туфах содержатся обломки стволов деревьев, а также ксенолиты интрузивных и осадочных пород фундамента. Геологические наблюдения свидетельствуют о формировании слоистой вулканокластической пачки карбонатитовых туфов в результате неоднократных направленных вулканических взрывов с образованием газонасыщенных пирокластических потоков, отложившихся в пониженных, часто обводненных, участках рельефа вокруг вулкана.

В этом же разрезе, наряду с преобладающими спекшимися туфами, выделяются породы туфового облика. Они сложены более плотным витрофировым карбонатно-силикатным агрегатом с крупными вкрапленниками шпинели и пироксенов, содержат многочисленные газовые пустоты и поры,

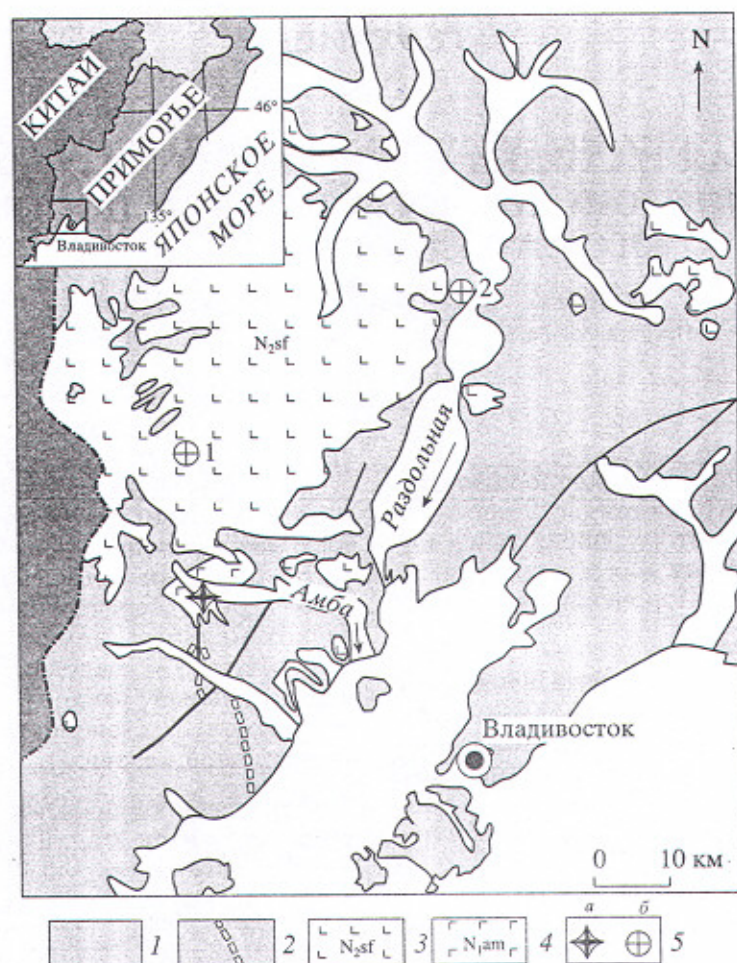


Рис. 1. Схема размещения карбонатитовых туфов в бассейне р. Амба и карбонатсодержащих пород Шуфанского базальтового плато. 1 – породы фундамента; 2 – выходы известняков барабашской свиты (пермь); 3 – базальты Шуфанского плато; 4 – базальты и туфы Амбинской вулканической постройки; 5 – проявление карбонатитовых туфов Амбинского вулкана (а) и карбонатсодержащих базальтов (б) в пределах Шуфанского плато (1) и Барановского вулкана (2).



Рис. 2. Шпинель-фассаитовый туф карбоната Амбинского вулкана (приполированный образец). Зерна шпинели (черное) и пироксена в карбонатитовых обломках (светлое) и основной массе (темно-серое). Образец П-496/2.

поверхности которых выполнены белесыми налетами кристаллического карбоната.

Карбонатитовые туфы имеют кристаллолитокластическую структуру. Литокласты белого или

светло-серого цвета, неправильной или округлой (оцеллярной) формы, размером до 0.2–0.5 см в диаметре. Сложены преимущественно карбонатным материалом с вкрапленниками шпинели, пи-

Таблица 1. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) составы базальтов и карбонатитовых туфов Амбинского вулкана

Компонент	Обр. П-490/1	Обр. П-491/1	Обр. П-492/3	Обр. П-494/6	Обр. П-492/5	Обр. М-5407/1	Обр. М-5539/2	Обр. П-496/2	Обр. М-5537
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.56	44.18	43.39	43.94	44.77	46.63	30.93	33.36	23.31
TiO ₂	2.20	2.31	2.27	1.97	2.17	2.25	1.13	1.30	1.88
Al ₂ O ₃	15.81	15.37	15.34	14.70	15.79	17.89	12.62	11.53	11.70
Fe ₂ O ₃	2.50	8.59	6.70	5.51	3.48	4.69	3.04	4.17	2.64
FeO	7.40	2.52	3.71	4.55	6.30	5.08	2.34	1.85	1.52
MnO	0.18	0.19	0.18	0.14	0.16	0.16	0.46	0.17	0.33
MgO	9.00	6.43	9.36	7.34	9.91	5.61	4.60	6.81	2.76
CaO	9.50	9.57	9.74	10.15	9.76	8.34	22.72	16.29	27.72
Na ₂ O	3.03	2.85	2.36	3.28	2.62	3.36	0.90	1.03	0.88
K ₂ O	0.68	0.66	0.69	1.26	1.05	1.43	0.56	0.64	0.15
P ₂ O ₅	0.42	0.40	0.41	0.39	0.39	0.44	0.23	0.25	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	13.95	14.07	20.93
H ₂ O ⁺	0.51	1.99	0.85	1.39	0.34	0.70	1.79	2.60	1.03
П.п.п.	3.83	4.51	4.57	4.88	3.11	3.12	4.91	6.46	4.78
Сумма	99.62	99.93	99.57	99.50	99.85	99.70	100.18	100.53	99.63
Ni	160	160	120	120	167	65	—	100	—
Co	46	44	36	28	49	23	—	28	—
Cr	210	190	170	170	217	66	—	69	—
V	140	150	150	120	236	130	—	110	—
Rb	15	23	15	12	27	58	23	—	—
Cs	—	—	—	—	—	18.4	5.31	—	—
Sr	766	724	821	782	1085	1303	518	—	—
Ba	706	657	781	771	528	1084	527	—	—
Y	16	23	29	24	25	34	18	—	—
Zr	158	168	165	194	180	225	90	—	—
Nb	31	31	36	32	39	38	13	—	—
Ta	6	5	6	6	2	2.7	5.31	—	—
Hf	—	—	7.0	7.0	4.1	5.6	2.7	—	—
La	—	—	—	—	25	68	19	—	—
Ce	—	—	—	—	53	118	30	—	—
Pr	—	—	—	—	6.7	16	39	—	—
Nd	—	—	—	—	25	70	18	—	—
Sm	—	—	—	—	4.9	12	3.3	—	—
Eu	—	—	—	—	1.92	3.4	1.13	—	—
Gd	—	—	—	—	5.2	10	3.7	—	—
Tb	—	—	—	—	0.7	1.3	0.56	—	—
Dy	—	—	—	—	4.4	6.8	3.23	—	—
Ho	—	—	—	—	0.9	1.3	0.60	—	—
Er	—	—	—	—	2.1	3.65	2.12	—	—
Tm	—	—	—	—	0.33	0.48	0.26	—	—
Yb	—	—	—	—	1.80	2.47	1.42	—	—
Lu	—	—	—	—	0.26	0.41	0.21	—	—
Pb	—	—	—	—	2.2	4.2	4.5	—	—
Th	—	—	—	—	2.83	5.52	2.18	—	—
U	—	—	—	—	0.80	0.85	0.69	—	—

Примечание. 1–6 – базальты; 7, 8 – туфы карбонатитов; 9 – карбонатитовая оцель из туфов. Силикатные анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ РАН методом мокрой химии, аналитик Л.И. Алексеева; определение микроэлементов в образцах П-492/5, М-5407/1, М-5539/2 – методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик Г.П. Сандимирова; в остальных образцах – методом оптической спектроскопии (Ni, Co, Cr, V) и рентгенофлуоресцентного анализа, аналитики Л.И. Азарова и Е.А. Ноздрачев (ДВГИ ДВО РАН). Прочерк – нет данных.

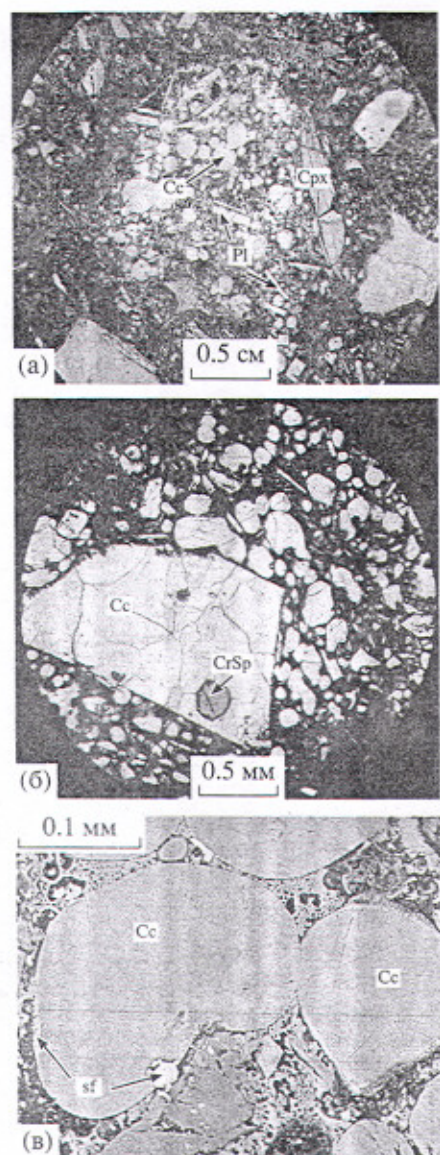


Рис. 3. Фото шлифов: а – карбонатитовые оцеллы с кальцитовыми глобулами (Cc), содержащими кристаллы плагиоклаза (Pl) и фассаита (Crpx); б – кристалл железисто-магнезиального кальцита (Cc) с включением хромистой шпинели (CrSp); в – глобулы железисто-магнезиального кальцита (Cc), светлое – сульфидные обособления (sf). Образец М-5539/2.

роксида и лейстами плагиоклаза (рис. 2, 3). Особенностью состава кристаллокластов является необычайно высокое обогащение (до 3–5 об.%) довольно крупными (до 5–12 мм) кристаллами или фрагментами кристаллов глиноземистой шпинели, реже клинопироксена фассаитового состава (табл. 2). Также характерны относительно крупные (до 0.5 см) идиоморфные кристаллы оранжевого, реже прозрачно-белого и вишнево-красного железисто-магнезиального кальцита тупо-ромбоздрического габитуса, погруженные в це-

ментирующую массу (рис. 3, табл. 2). Кристаллы шпинелей с гранями растворения, пироксенов и кальцитов заключены как в карбонатитовые обломки, так и в карбонатно-силикатный базис. Кальциты нередко находятся в срастании со шпинелью и пироксеном и сами содержат микро-включения этих минералов (рис. 3). В свою очередь в клинопироксенах и шпинелях заключены двухфазные карбонатные расплавные включения, а также каплеобразные макровключения карбонатного расплава. Кроме того, фассаиты содержат каплеобразные включения шпинели. В целом составы шпинелей и клинопироксенов из карбонатитовых вулканокластических пород характеризуются значительными вариациями (табл. 2).

Туфолавы также содержат большое количество белых, реже сиреневых овальных обособлений (оцеллов) силикатно-карбонатного состава. Оцеллы в диаметре до 10–12 мм имеют резкие границы с основной массой. В них заключены равномерно рассеянные ликвационные “капли” карбонатного расплава (рис. 3). В карбонатитовых оцеллах с отчетливо выраженной флюидальностью наблюдается согласно ориентированное распределение уплотненных карбонатных капель и лейст силиката. Карбонатные “капли” иногда содержат микрокапельные агрегаты сульфида железа, а также обрамляются ими (рис. 3). Карбонатные “капли” имеют оранжевую окраску и по составу отвечают железисто-магнезиальному кальциту (табл. 2).

Химический состав карбонатитовых туфов и ликвационных оцеллов по сравнению с составом типичных карбонатитов обогащен силикатной составляющей и характеризуется низкими концентрациями REE, Nb, Zr, даже относительно вмещающих их базальтов Амбинского вулкана (табл. 1). Это согласуется с выводами [1] о распределении REE в силикатный расплав (относительно карбонатного) при ликвации в кальциевых низкощелочных системах.

Изотопный состав углерода и кислорода в кальцитах из карбонатитовых туфов (обр. М-5533: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.9\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{snow}} = +16.2\text{‰}$; обр. М-5534: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.0\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{snow}} = +14.9\text{‰}$) заметно отличается от значений в кальцитах из пермских известняков фундамента постройки ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = +2.0\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{snow}} = +23.2\text{‰}$) и отвечает (по $\delta^{13}\text{C}$) карбонатитовым значениям.

Карбонатные обособления магматического генезиса также обнаружены нами в оливиновых субщелочных и гиперстенных базальтах Шуфанского вулканического плато, в трахиандезитах и базальтах вулканических центров Барановского вулкана (рис. 1), завершающих кайнозойский этап платобазальтового вулканизма Южного Приморья [2], а также в калиевых бесплагиоклазовых пикрито-базальтах Баджальской и Куйдусунской вулканических зон в Хабаровском крае (рис. 4) [3].

Таблица 2. Состав минералов из карбонатитовых туфов по данным микрозондового анализа

Ком- понент	Клинопироксены					Шпинели					Плаггиокла- зы		Карбонаты			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	46.67	46.79	45.56	48.24	44.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	48.03	49.08	—	—	—	—
TiO ₂	2.20	2.32	8.95	0.70	2.05	0.56	0.73	16.12	0.43	0.73	0.00	0.06	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	10.38	10.80	6.60	7.86	9.14	62.41	58.83	14.87	54.23	46.85	32.63	31.07	—	—	—	—
FeO*	6.82	8.64	12.13	5.73	7.91	18.69	24.91	60.43	18.41	20.32	0.39	0.53	2.20	5.22	1.40	2.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.30	0.00	0.61	0.00	0.00	0.02	0.00	8.85	15.32	0.00	0.00	—	—	—	—
MnO	0.00	0.28	0.04	0.20	0.10	0.05	0.06	0.24	0.06	0.15	0.00	0.00	2.30	1.09	1.00	1.07
MgO	12.74	11.81	16.97	15.53	13.81	19.02	16.23	6.98	18.25	16.54	0.07	0.21	2.23	2.50	1.80	2.09
CaO	20.64	19.71	9.60	19.10	20.35	0.20	0.00	0.00	0.00	0.01	16.00	14.92	55.82	47.24	52.90	47.98
O	1.15	1.15	0.06	0.53	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.05	3.34	—	—	—	—
H ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	—	—	—	—
Сумма	100.61	101.54	100.27	98.48	99.03	101.54	100.77	98.65	100.30	99.93	100.17	99.43	—	—	—	—
f	23	29	28	17	24											
Wo	47	46	22	42	44											
En	41	39	55	48	42											
Fs	12	15	22	9	14											
An											74	70				

Примечание. 10 – включение в пироксене; 13–15 – кристаллы; 16 – карбонатная глобула из оцелли. Прочерк – нет данных.

Морфология тел подчеркивает их закрытый приповерхностный характер (в основном это дайки, силлы, реже эруптивные тела).

В карбонатсодержащих базальтах сростки кристаллов и изометричные обособления тонкокристаллического агрегата карбоната выполняют межзерновые интерстиции, стыки зерен силикатов и находятся в закономерных прорастаниях с силикатами микролитов или облекаются ими. Концентрация карбонатного вещества иногда

достигает нескольких объемных процентов. Карбонатсодержащие калиевые пикрито-базальты также характеризуются пониженной кремнекислотностью, высокой титанистостью и обогащенностью P₂O₅, REE, LILE [2].

Глобулярные, микрокапельные карбонатные выделения в силикатных расплавах рассматриваются нами, аналогично [4, 5], как существование двух находящихся в равновесии несмешивающихся жидкостей. Интерстициальные структуры обо-

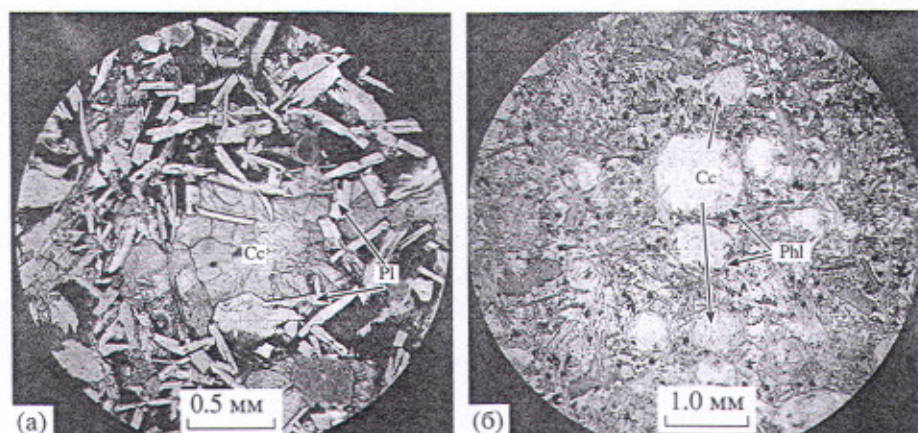


Рис. 4. Фото шлифов: а – интерстициальное выделение магматического кальцита (Cc) в гиперстеновом базальте (Шуфанское плато, обр. М-5214); б – ликвационные карбонатные глобулы (Cc) в щелочном пикрито-базальте обрамляются флогопитом (Phl) и санидином, Куйдусунская впадина (Охотский массив, обр. М-4821).

собрания карбонатного расплава в силикатном микролитовом агрегате по механизму образования аналогичны глобулярным, но отражают условия обособления и консолидации карбонатной жидкости в более низкотемпературной области (относительно силикатной матрицы).

Обособление капель карбонатной жидкости в базитовых магмах и проявление карбонатно-силикатной несмесимости может обуславливаться высоким родством уголекислоты к кальцию, определяющим его экстракцию из силикатных расплавов при барботировании их уголекислым флюидом, подобно модели [6], либо ассимиляцией карбонатного материала и рециклингом карбонатов через магматический расплав с изменением его изотопно-геохимических характеристик. Поглощение силикатным расплавом карбонатного вещества должно сопровождаться его десиликацией и ошелачиванием с выделением недонасыщенных кремнеземом минеральных фаз [7]. Об этом свидетельствуют минеральный и химический составы базальтов Амбинского вулкана.

Образование карбонатитового расплава, сопровождавшееся одновременно десиликацией, массовым выделением шпинели, фассаита и пересыщением силикатной системы кальцием, подтверждает скорее ассимиляционный генезис карбонатитов Амбинского вулкана, о чем свидетельствует приуроченность вулканической постройки к выходам карбонатных пород и "тяжелый" состав изотопов кислорода. Предельное накопление в силикатной системе кальция делает ее неустойчивой [1], что способствует эффективному расслаиванию с обо-

собранием карбонатной жидкости [8–10]. Результатом термального разложения карбонатов с растворением в базальтовой магме оксида кальция и накоплением CO_2 в условиях закрытой магматической камеры было проявление автоклавного газового эффекта, обусловившего не характерную для субщелочных базальтов мощную эксплозию и карбонатно-силикатное расслаивание.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 06-III-A-08-319 и Программы № 13 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маракушев А.А., Сук Н.И. // ДАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 681–684.
2. Максимов С.О., Попов В.К. В сб.: Материалы ежегодного семинара "Геохимия магматических пород", 26–27 апреля 2005 г. М., 2005. С. 102–104.
3. Максимов С.О., Сахно В.Г. // ДАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 510–517.
4. Ferguson I., Currie K.L. // J. Petrol. 1971. V. 12. P. 561–585.
5. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. // Miner. Mag. 1988. V. 52. P. 43–55.
6. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 298 с.
7. Дубровский М.И. // Зап. ВМО. 2004. № 6. С. 8–29.
8. Freestone I.C., Hamilton D.L. // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. V. 73. P. 105–117.
9. Koster Van Groos A.F., Wyllie P.J. // Amer. J. Sci. 1968. V. 266. № 12. P. 932–967.
10. Watkinson D.H., Wyllie P.J. // J. Petrol. 1971. V. 12. P. 337–378.