论煌斑岩的成因模式

翟 淳

（成都地质学院）

一、前言

煌斑岩以其分布广泛，成分复杂和种类繁多为其特色之一，其硅量变化很大，多数近于中-基性火成岩，少数和超基性火成岩相近。此外，它们还含有较多的挥发分（H_2O，CO_2等），全碱、铁镁及磷也高（表1），所以煌斑岩中含水铁镁矿物发育，水热交代变化极常见。

煌斑岩是一组中色至暗色的斑状脉岩，按其化学成分和矿物组合可分为钙碱性煌斑岩（云煌岩、闪辉

表 1 煌斑岩的化学成分（W.Wimmenauer 据D.Metais 和 F.Chayes）[1]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	51.17	51.13	51.80	52.37	44.67	40.68	36.40	32.88	28.68
TiO_2	1.36	1.44	0.32	1.31	2.46	2.34	0.42	2.07	2.24
Al_2O_3	13.87	14.35	14.84	15.44	14.35	13.20	12.94	10.59	8.19
Fe_2O_3	3.27	3.63	3.08	3.27	4.50	4.87	8.27	4.20	6.78
FeO	4.16	4.74	5.32	5.35	7.19	6.47	4.59	7.86	6.14
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.19
MgO	6.91	6.84	6.29	6.27	7.02	9.17	11.44	15.55	15.60
CaO	6.58	7.05	6.24	7.36	9.45	11.02	14.46	15.71	16.28
Na_2O	2.12	3.00	2.98	3.30	2.99	3.06	0.97	3.34	0.58
K_2O	5.49	3.81	3.68	2.54	1.91	2.16	3.01	1.75	2.26
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	1.04	0.90	2.39
CO_2	1.30	0.74	1.14	0.41	1.58	1.38	3.94	2.87	4.18
$H_2O^{\pm}$	2.42	2.62	2.56	2.36	3.12	3.52	2.36	2.67	6.21
Q	—	—	0.1	0.2	—	—	—	—	—
Or	32.4	22.5	21.7	15.0	11.3	12.7	11.7	—	—
Ab	17.9	25.4	25.2	27.9	23.9	4.7	—	—	—
An	12.1	14.4	16.2	19.8	20.1	15.9	22.0	8.7	13.1
Lc	—	—	—	—	—	—	4.7	8.3	10.5
ne	—	—	—	—	0.7	11.5	4.4	15.3	2.7
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di	9.7	12.6	6.0	11.3	13.4	23.8	14.6	—	3.8
hy	9.8	6.5	17.8	15.2	—	—	—	—	—
Ol	3.9	5.6	—	—	11.8	11.1	15.9	33.4	27.8
Cs	—	—	—	—	—	—	—	14.0	8.8
mf	4.7	5.3	4.5	4.7	6.5	7.1	12.0	6.1	9.8
il	2.8	2.9	2.7	2.7	5.0	4.7	0.8	4.2	4.5
aP	—	—	—	—	—	—	2.3	2.0	5.2
Cc	3.0	1.7	2.6	0.9	3.6	3.1	9.0	6.5	9.5

钙碱性煌斑岩〔1.云煌岩(64)；2.闪辉正煌岩(30)；3.云斜煌岩(95)；4.闪斜煌斑岩(45)〕；碱性煌斑岩〔5.斜闪煌斑岩(78)；6.方沸碱煌岩(61)〕；超基性煌斑岩〔7.无橄黑云碱煌岩(2)；8.霞黄煌斑岩(5)；9.黄长煌斑岩(9)〕；

括号中数字代表参加平均的样品数。

正煌岩、云斜煌岩和闪斜煌斑岩）、碱性煌斑岩（斜闪煌斑岩、棕闪煌岩和方沸碱煌岩）和超基性煌斑岩（黄长煌斑岩和霞黄煌斑岩）三大类，它们的成分、产出特征和成因模式各自不同。

二、煌斑岩的成因模式

（一）花岗岩残浆二分分异模式

有人认为重熔花岗岩分异的基性残余岩浆可形成煌斑岩[2]Д. Г. Афанасьев指出北高加索阿美尼亚地区与花岗岩等共生的煌斑岩和浅色脉岩，是石英闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩侵入体结晶后残余岩浆分异的产物[3]。这种分异模式在于必需先要有岩浆分异，且是酸性岩浆先分异出偏基性的物质聚集于岩浆房底或一定场所，待酸性分异产物形成花岗岩体之后才形成煌斑岩，这样的条件无论是自然界还是在实验室中都是难得的。加以多数煌斑岩的成分都近于超基性-基性岩，其微量元素成分（表2）也和基性岩相似，与花岗岩质岩石相差很大，表明煌斑岩可能同基性岩一样也是从地幔来的，而不是花岗岩浆分异的产物。

表 2　煌斑岩和花岗岩质岩石中一些微量元素成分特征(ppm)

元素 / 岩石	Cr	Ni	Sr	Ba
花岗岩质岩石	33	17	175	907
煌斑岩	400	210	208	1846
基性岩[4]	300	200	440	270

（二）富挥发分（H_2O、CO_2）玄武岩浆分异模式

N. L. Bowen 很早就指出煌斑岩是玄武岩浆分异或是与先成的含水矿物相角闪石和黑云母或硅铝矿物相反应的变化产物[5]。J. G. Smith 在评述煌斑岩的成因时，认为挥发分不仅使岩浆易于活动，而且还可使固化或部分固化的岩石发生变化[6]。A. C. Bishop 也认为挥发分的活动是形成某些普通角闪石-黑云母煌斑岩的原因[7]。N. M. S. Rock 指出大部分斜闪煌斑岩是富挥发分的碱性玄武岩浆在低压下分异结晶形成的[5]，因为这种条件可以促进大量自形角闪石斑晶的形成，而把斜长石抑限于基质中[8]。事实也正是这样，多数煌斑岩的岩相学特征显示是在富 H_2O 和 CO_2 流体相中形成的，这不仅表现在煌斑岩中含水矿物相黑云母和角闪石的形成需要挥发分，就是煌斑岩浆的活动也要求一定的流体压参予，否则不但煌斑岩浆活动困难，而且含水矿物相也难于形成。至于挥发分的来源，则不外乎来自于深部或岩浆本身或围岩。

部分煌斑岩中的巨晶矿物和部分斑晶矿物多呈浑圆形，它们或许是早先析出的堆积晶，后被富挥发分的岩浆掀起又随掀动它们的岩浆一起漂浮上升，在上升运移过程中和岩浆发生反应，产生熔蚀或水热交代作用，以致这些晶体发生圆化和形成假象。K. R. Mehnert 在实验中发现流体相的存在可以促进固体矿物的熔融[9]。

河南桐柏地区煌斑岩中大量酸性捕虏体明显的初始熔融，除了表明这些捕虏体中的组分（其中包括挥发分）会进入煌斑岩浆中之外，煌斑岩浆中的挥发分对捕虏体的始熔曾产生了积极的作用。该地煌斑岩的主要成分和微量元素成分很近于基性岩的成分，且由分异作用形成了不同成分的煌斑岩和部分正长岩。这个实例无疑表明部分煌斑岩确实可由富挥发分的玄武岩浆在不同情况下经分异而产生。

表1也指出各种煌斑岩所含挥发分都很高；硅的含量和基性岩超基性岩相似；三大煌斑岩类内各种煌斑岩的成分很接近，表明这三类煌斑岩各自的原始岩浆成分和形成环境与条件是非常相似的，或许它们就是由富挥发分的基性和超基性岩浆在不同的条件下分异产生的。

（三）液体不混溶模式

在煌斑岩中，特别是在碱性煌斑岩中常常有眼球或岩球体发育，在部分钙碱性煌斑岩和超基性煌斑岩中有时也含眼球或岩球（球粒）。据N. M. S. Rock的统计约有39%的煌斑岩中有眼球，在加拿大蒙特吉安（Monteregian）和葡萄牙蒙奇奎（Monchique）的煌斑岩中则分别有20%和40%含眼球体[5]。眼球体的成分多为似长石和方解石。河南桐柏钙碱性煌斑岩中的球体则是钾长石（沸石）、白云石或方解石、角闪石或黑云母和辉石[1)]。关于眼球体的形成，J. Ferguson和K. L. Currie[10]与A. F. Cooper[11]认为是液体不混溶性造成的。但是D. E. Mackenzie和A. J. R. White则主张是晚期液体分结的产物[12]。A. R. Philpotts 还认为蒙特吉安煌斑岩母体成分的变化也是由液体不混溶产生的[13]。河南桐柏煌斑岩中的球体则是多种成因造成的，部分为液体不混溶的产物，部分则是晚期液以及晶体快速液结形成的，少部分还可能是交代捕虏晶的结果。在合成实验中也多次发现有硅酸盐-硅

1）　翟淳，1981，河南桐柏围山城地区煌斑岩的成因。成都地质学院学报。1,1—13。

酸盐和硅酸盐-碳酸盐熔融物共存的现象。A. R. Philpotts还指出眼球煌斑岩是从碱性辉长岩和二长岩分裂出来的岩浆形成的[14]。

一般认为煌斑岩中眼球的形成可能与低密度熔体，或富挥发分流体、或二者皆备的浮力上升有关，可能象液体中的小气泡那样，是在压力变化时产生的。当压力降低时，煌斑岩浆中的挥发分溶解减小而产生泡沫。由于液体中无水矿物（橄榄石、辉石，磁铁矿）的晶出，蒸气压升高，熔体会造成沸腾，也有利于眼球的形成。这表明眼球是在熔体结晶作用的晚期出现的。河南桐柏煌斑岩中的球体多包有固相矿物就是晚期形成很好的例子。

（四）同化混染模式

由实地观察发现不同煌斑岩内都程度不同地含有

表 3 钙碱性、碱性和超基性煌斑岩的对比（据N.M.S.Rock1977增删）[5]

	钙碱性煌斑岩	碱性煌斑岩	超基性煌斑岩	资料来源
化学成分	$SiO_2$46—56%；典型的是53% $\Sigma Fe+Mg$14—15% $CaO\approx7\%$；$Na_2+K_2O\approx7\%$ $K\leqslant Na$；富H_2O，CO_2	$SiO_2$40—46% $\Sigma Fe+Mg$18—20% CaO9—10%；$Na_2O+K_2O\approx5\%$ $Na\leqslant K$；富H_2O，CO_2	$SiO_2$28—40% $\Sigma Fe+Mg$25—27% CaO14—16；$Na_2O+K_2O\approx3\%$ $K>Na$；富H_2O，CO_2	〔1〕
矿物成分	绿—褐色普通角闪石，常有普通辉石或次透辉石，有正常黑云母，有橄榄石假象。碱性长石或中长石、更长石及少许石英分布于基质中	常有钛角闪石、棕闪石、钠铁闪石、钛普通辉石、钛黑云母；橄榄石可有熔蚀与反应边，Fo81—85。基质中有中长石、拉长石或碱性长石或这些成分的玻璃	可有钛角闪石，钛普通辉石、黑云母或金云母；橄榄石常有熔蚀与反应边，Fo>85%。基质中有黄长石、钙钛矿、霞石、方解石。无长石	〔1〕,〔5〕,〔17〕
包体	常有沉积岩、变粒岩、花岗岩、闪长岩、混合花岗岩捕虏体；石英、长石捕虏晶；长石和铁镁矿物巨晶；无二辉橄榄岩团块	常有碱性长石、普通辉石、钛角闪石、磷灰石巨晶；可有二辉橄榄岩、辉石岩团块，也有麻粒岩和辉石麻粒岩捕虏体与钛普通辉石、透辉石质普通辉石及长石捕虏晶	常有二辉橄榄岩团块；也有单斜辉石、斜方辉石、黑云母、角闪石巨晶；也可见到相关的不同成分的围岩块	〔5〕,〔7〕,1),〔18〕
眼球	部分云煌岩和闪斜煌斑岩中可见	极常见，多由似长石和碳酸盐矿物组成	可有橄榄岩球	〔11〕,〔18〕1),2)
色率	中色	暗色	暗色	〔5〕
标准矿物	有石英者占52% 有紫苏辉石者占21% 有霞石者占27%	有霞石者占93% 有时可有钾霞石	全部有霞石和白榴石	〔5〕
$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	(5)* 云煌岩(Navajo) 0.767—0.7081 (3) 云煌岩(Spanish Peaks) 0.7046—0.7048	(10) 碱煌岩 0.7042—0.7062 (7) 斜闪煌斑岩 0.7038—0.7048	(2) 霞石钙镁橄榄黄长煌斑岩 0.7045—0.7062 (3) 霞石黄长煌斑岩 0.7038—0.7072	〔19〕,〔20〕〔5〕
共生	常与运动后花岗岩或具适度钾（橄榄安粗质）碱性岩共生	多与钠碱性岩特别是碱性玄武岩、辉长岩—正长岩杂岩或碳酸岩共生	主要与碱性杂岩和碳酸岩共生	〔1〕,〔17〕,2)
成因	有各种各样的模式，但多数认为是基性岩浆与花岗岩或其残浆或沉积岩同化混染形成的	是富挥发分的碱性玄武岩浆经轻微的同化混染形成的	是地幔部分熔融产物弱混染的形成物	〔11〕,〔5〕,2),〔18〕

* 括号内数字表示参加平均的样品数；Navajo和Spanish Peaks均位于美国西部。

1)李维亚，1973，安源某地超基性岩岩石定名的商榷。江西地质局岩矿重砂会议资料选辑。

2)同前習注。

这样或那样的包体[5],[15],[16],1)。如表3所列。其中钙碱性煌斑岩中的包体几乎全部都是些异源包体，碱性和超基性煌斑岩中的包体有异源的也有同源的，但以同源的为主。很显然，如今所见的这些包体并非原始包体的全部，也远非其原貌，而是改造后的残余。如桐柏2)、苏格兰[15]、和东格林兰[16]所见，包体和岩浆之间互有作用。即包体被熔和残余包体发生变质作用。被熔的包体组分可使原始煌斑岩浆的性质发生变化，岩浆同化外来物质越多，原始煌斑岩浆的性质改变得就越大。河南桐柏地区的煌斑岩就是基性岩浆同化了陆壳花岗岩质岩石而使原始的基性岩浆变成了橄榄安粗质岩浆，最后形成了各种成分的煌斑岩的极好实例。

钙碱性煌斑岩的微量元素成分Cr、Ni、Co含量和基性岩的相似，Ba则有明显的增加，Sr也有一些变化，这表明在钙碱性煌斑岩的形成过程中虽有显著的同化混染作用，但由于其同化的物质多数是Cr、Ni和Co丰度很低的陆壳浅层的岩石（表3），因此，对原始煌斑岩浆中的这类元素影响不大，而Sr、Ba的的变化，则肯定是陆壳岩石混染造成的[21]。

由表3可见钙碱性煌斑岩中，不同地区的云煌岩锶同位素比值不同，Spanish peaks云煌岩具有幔源值[20]，Navajo云煌岩则有陆壳岩石混染值[19]。碱性煌斑岩的锶同位素比值则都是幔源值，受陆壳岩石的影响不大。另一方面就碱性煌斑岩中的包体来说，其中既有幔源二辉橄榄岩也有壳源麻粒岩，当它们为碱性煌斑岩的原始岩浆所同化时，必然会改变原始岩浆的性质，但就锶同位素比值判断，其同化混染作用是很轻微的。

超基性煌斑岩分布很少，其物质成分很近于超基性岩，其中幔源二辉橄榄岩包体极为常见，无碱性长石巨晶，锶有轻微的混染（表3），这表明它们和碱性煌斑岩不同，和钙碱性煌斑岩更不同。超基性煌斑岩的原始岩浆可将包体熔蚀变质1),[15]但同化混染的物质对原始岩浆的性质影响不大，看来超基性煌斑岩也许是地幔部分熔融产物弱混染的形成物。

由上述可知同化混染作用在煌斑岩的形成过程中起着相当重要的作用，其中尤以钙碱性煌斑岩的同化混染作用最强烈，致使原始岩浆发生了深刻的变化，自然界几乎找不到和其相当的正常火成岩。而超基性煌斑岩的同化混染作用相对要弱得多，其原始面貌尚很清楚，自然界也不乏与其相当的正常火成岩(表4)。碱性煌斑岩的同化混染作用则介于前二者之间，自然界也有与其相当的正常火成岩分布。煌斑岩的原始岩浆从其主要成分（表1）和微量元素成分与锶同位素

表 4　部分煌斑岩和相应的正常火成岩对照表
（据N.M.S.Rock）[5]

浅色矿物	煌　斑　岩	相应的正常火成岩
斜长石为主 有一些霞石	斜闪煌斑岩 橄榄石一斜闪煌斑岩	碧玄岩（碱玄岩） 斜长辉石岩、苦橄岩
斜长石为主 有一些沸石	方沸石一斜闪煌斑岩 （橄辉闪煌斑岩）	方沸辉绿岩 （橄沸粗玄岩）
碱性长石为主	棕闪煌岩	橄榄粗面岩(?)
霞石为主	辉闪霞煌岩 无橄黑云碱煌岩(?)	霞石岩 橄榄霞石岩
方沸石为主 大概是玻璃	（方沸碱煌岩） 碱煌岩 橄榄碱煌岩	方沸岩 碧玄岩类 玻基橄辉岩
主要是黄长石	黄长煌斑岩，黄勋煌斑岩 霞黄煌斑岩	黄长霞石岩 黄长岩
碳酸盐矿物为主	金伯利岩(??)	碳酸岩

比值等方面来判断很可能就是玄武岩浆和超基性岩浆。

三、结论

1．煌斑岩是由各种煌斑岩浆形成的，每种煌斑岩浆都不是原始岩浆，而是原始岩浆在不同阶段经分异作用，液体不混溶变化和同化混染作用改造变化后的岩浆产物，其中超基性煌斑岩代表同化混染相对较弱的原始岩浆，碱性煌斑岩代表同化混染居中的原始岩浆，钙碱性煌斑岩则代表同化混染最强的原始岩浆。

2．岩浆同化作用的强弱取决于许多条件，其中最主要的是原始岩浆捕获的围岩的成分和性质，以及岩浆自深部掀起的各种同源物质的成分、性质和量比。因此，不同成分的捕获物不但左右着同化混染作用的强度，也制约着最终形成什么样的煌斑岩。因为同化混染作用改变了岩浆的成分，影响岩浆的分异和促进分异作用的进行。

3．由化学成分（表1）可知，超基性煌斑岩的成分近于超基性岩，它们还常和碱性杂岩及碳酸岩共生（表3），其形成或许象Tilley和Yoder认为的那样是

1)　同前李注。

地幔中的橄榄岩或辉石岩在富 CO_2 挥发分影响下直接部分熔融的产物[5]，只是在其形成煌斑岩时有较弱的同化混染作用参与。碱性煌斑岩富于钠质组分(表1)，而且多与钠碱性岩，特别是与碱性玄武岩共生(表3)，所以，一般认为碱性煌斑岩是富挥发分碱性橄榄玄武岩浆的变化产物[1]。钙碱性煌斑岩的化学成分近于橄榄安粗岩浆，但是常有陆壳岩石包体，同化混染作用显著，全碱对硅值与碱性橄榄玄武岩相似，微量元素成分和锶同位素比值近于基性岩或相似于混染的基性岩，因此，它们可能还是由富挥发分碱性橄榄玄武岩浆，经强烈同化混染和分异作用的产物。

4．煌斑岩中富于H_2O和CO_2等挥发分，其来源虽然有争论，但它们可能是多源的，即一部分来自深部或岩浆本身，一部分则为围岩和包体所提供。因为煌斑岩总是侵置在上地壳，上地壳中的H_2O无疑是很丰富的，它们向煌斑岩浆提供H_2O也是完全可能的。

参 考 文 献

〔1〕 Wimmenauer, W., 1973, Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Gangesteine. Fortsch. Miner. B. 51, 3—67.

〔2〕 武汉地质学院，1980，岩浆岩石学。地质出版社。

〔2〕 Афанасьев, Г. Д., 1958, Об особенностях формирования жильных меланократовых пород на премере северного Кавказа, Армент и шарташского массива. «Материалы к II веесоюзному петрографическому совещанию»

〔4〕 曹添、于崇文、张本仁，1962，地球化学。中国工业出版社。

〔5〕 Rock, N. M, S., 1977, The Nature and Origin of Lamprophyres: Some Definition, Distinctions and Derivations. Earth Sci. Rev., V. 13, 123—169.

〔6〕 Smith, J. G., 1973, A tertiary lamprophyre dyke province in S. E. Alaska. Can. J. Earth Sci., V. 10, 408—420.

〔7〕 Bishop, A. C., 1964, The Petrogenesis of Hornblend-mica-Lamprophyre Dykes at South Hill, Jersey, C. I. Geol. Mag., V. 101, 302—313.

〔8〕 Yoder, H. S. and Tilley, C. E., 1962, Origin of Basalt Magma. J. Petrol., V. 3, 344—532.

〔9〕 Mehnert, K. R., Büsch, W. and Schneider, G., 1973, Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. N. Jb. Miner. Mh., 165—183.

〔10〕 Ferguson, J. and Currie, K. L., 1971, Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay Ontario. J. Petrol., V. 12, 561—585.

〔11〕 Cooper, A. F., 1979, Petrology of ocellar lamprophyres from Western Otago, New Zealand. J. Petrol., V. 20, 139—163.

〔12〕 Mackenzie, D. E. and White, A. J. R., 1970, Phonolite globules in Basanite from Kiandra Australia. Lithos, V. 3, 309—317.

〔13〕 Philpotts, A. R., 1976, Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance. Am. J. Sci., V. 276, 147—177.

〔14〕 Philpotts, A. R., 1979, Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. J. Petrol., V. 20, 99 118.

〔15〕 Walker, G. P. L. and Ross, J. V., 1954, A xenolithic monchiquite dyke near Glenfinnan, Invernessshire. Geol. Mag., V. 91, 463—472.

〔16〕 Brooks, C. K. and Rucklidge, J. C., 1973, A tertiary lamprophyre dike with high pressure xenolithe and megacrysts from Wiedemanns Fjord, East Greenland. Contr. Miner. and Petrol., V. 42, 197—212.

〔17〕 Streckeisen, A., 1978, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, Carbonatites and melilite rocks. N. Jb. Miner. Abh. B. 134, 1—14.

〔18〕 Hyndman, D., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks. New York. McGraw Hill.

〔19〕 Powell, J. L. and Bell, K., 1970, Strontium isotopic studies of alkalic rocks; Localities from Australia, Spain and The western United States. Contr. Miner. and Petrol., V. 27, 1—10.

〔20〕 Jaha, B., 1973, A petrogenetic model for the igneous complex of the Spanish, Peaks Region. Contr. Miner. and Petrol., V, 41, 241—258.

〔20〕 Wimmenauer, W., 1973, Granites et Lamprophyres. Bull. Soc. Geol. Fr., V. 15, 195—197.

（英文摘要见527页）

（上接第532页）

ON THE MODEL FOR THE ORIGIN OF LAMPROPHYRES

Zhai Chun

(Ch ngdu College of G.ology)

Abstract

Lamprophyres are a group of mesocratic to melanocratic porphyritic dyke rocks. They are near ultrabasic and basic rocks in chemical composition. Various rocks in that group usually contain more or less cognate inclusions and megacrysts as well as xenoliths and xenocrysts. There are distinct assimilation and contamination between inclusions and lamprophyric magmas. Some of lamprophyres also contain ocelli or spheroids formed by liquid immiscibility. Therefore it can be considered that the model for their origin should be that lamprophyres are produced by different assimilation and contamination as well as differentiation and partial liquid immiscibility of ultrabasic-basic magmas under different conditions. It is possible that assimilation and contamination are the strongest for calc-alkalic lamprophyres, the weakest for ultrabasic lamprophyres and intermediate between the former two for alkaline lamprophyres.