



## 中国细碧—石英角斑岩的成因、 演化和分类、命名探讨

冶金部北京地质研究所 施林道

细碧—石英角斑岩由于和铁铜矿床关系密切而受到人们的关注,积累了比较丰富的原始资料。但是,对于与成矿最直接相关的火山岩本身的分类、分布、演化和岩浆源性质等综合研究则较差。主要原因是缺乏统一的岩石分类和命名,影响了综合研究的深入。

文献中尽管细碧—石英角斑岩常有“岩系”的尾缀,但岩系的各个成员并未被公认为独立的岩浆岩类。在长期的岩石成因争论中,它们是玄武—流纹岩的变质、蚀变产物的观点经常处于优势地位。在传统的岩石学中,它们往往附属在玄武—流纹岩系的名下作为变种对待。目前在文献中,并不是所有应该是细碧岩的都采用了“细碧岩”的名称,也不是所有以“细碧岩”命名的都应该是细碧岩(酸性岩类亦同样)。另外,即使应该是细碧—石英角斑岩而且也采用了相应命名的,由于岩石分类标准不一,也未必能够等同的对比。这种混乱状况,严重阻碍了这一领域的岩石学和矿床学的科研和生产工作。

有鉴于此,笔者以收集的1500多个岩石化学资料作基础,结合野外地质、镜下鉴定和国内外有关资料,对我国细碧—石英角斑岩的成因、演化和分类、命名方面提出一些认识,不当之处,敬请批评指正。

### 细碧—石英角斑岩的成因探讨

细碧岩成因争论的核心分歧是钠的来源问题,钠来自岩浆本身,抑或由外界引入。内源论又可分为三种假说:(1)原始岩浆说:细碧岩来自地幔熔浆中分异出来的、与玄武岩浆并行的、干的富钠细碧岩浆中直接凝出。(2)派生岩浆说:细碧岩来自玄武岩浆中分异出来的、湿的富钠并富挥发的派生岩浆中产生。(3)自变质交代说:来自与玄武岩同岩浆的富钠气液,在

封闭系统中,对玄武岩交代并使之转变为细碧岩。外源论可分为四种假说:(1)海水钠交代说:海水中的钠在开张系统对从海底喷出的玄武岩交代形成细碧岩。(2)含盐沉积物钠交代说:玄武岩浆吸收沉积物中盐水产出细碧岩。(3)低级区域变质和埋藏变质交代说:由于变质作用,围岩中的盐水对玄武岩产生钠交代形成细碧岩。(4)侵入岩交代说:钠质花岗岩带来的富钠气液对玄武岩钠交代形成细碧岩。

细碧岩的成因探讨应考虑细碧岩的岩石学和地质学两方面的特点。

(1)岩石化学:细碧岩与玄武岩对比, $\text{SiO}_2$ 含量大体相当, $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ 偏高, $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ 偏低,而以 $\text{Na}_2\text{O}$ 大大偏高为特点, $\text{Na}_2\text{O}$ 远大于 $\text{K}_2\text{O}$ 。(2)矿物成分:以钠长石和贫钾含水铁镁矿物为主的矿物组合。(3)岩石结构:以间片结构为典型代表。(4)岩石构造:枕状构造可有可无。(5)产出环境:海底喷出并与海相沉积物互层。(6)岩石组合:细碧岩与石英角斑岩组成连续岩石系列,有相应的次火山岩相和脉岩相,细碧岩与玄武岩之间,也存在过渡性岩类。(7)区域地质:产于地槽早期,常见于蛇绿岩套中。

细碧岩的成因结论最好要兼顾上述各项特点,并与已存在的地质事实不矛盾。现据此准则探讨细碧岩的成因:

(1)海水钠交代说:取之不尽的海水钠对海底产出的玄武岩进行交代的设想颇合情理,但却与事实发生矛盾。按此,产于海底的基性火山岩均应是细碧岩,如果考虑到近代海洋含盐度一般比古地质时期海洋含盐度大的话,更应如此。事实上,近代海底火山岩主要是含钠极低的大洋拉斑玄武岩。

(2)含盐沉积物钠交代说:文献指出,产

于盐层中的玄武岩槽没有“钠长石化”。况且，地槽早期海侵阶段，难以出现膏盐沉积，而要依靠含盐度很低的一般海相沉积层供给大量钠是不大可能的。

(3) 低级区域变质埋藏变质交代说：这类变质作用在一定范围内是等化学的，无法对钠的来源作出合理解释。大量出现钠长石的绿片岩类，原岩恢复表明，受变质之前就是细碧岩质的凝灰岩。处在同一区域变质背景下的火山岩尽管上下紧邻层位或同层不同地段，有的是细碧岩，有的却是正常的玄武岩。况且，并非所有的细碧岩都产于具有明显区域变质或埋藏变质作用的地区。

(4) 侵入岩交代说：细碧岩如有出现，往往呈一定规模的“面型”，岩体的侵入交代则是一种“点”或“线”型的作用。凡细碧岩出现之处往往没有钠质花岗岩类伴随。

(5) 原始岩浆说：与玄武岩浆相并行的“原始细碧岩浆”应是温度高而缺乏水分，按岩浆结晶反应系列，不能晶出含水的、标志结晶温度低的如细碧岩那样的矿物组合。

(6) 派生岩浆说：设想有一种来自玄武岩质母岩浆的子岩浆，富含钠、水和挥发分。这种水化岩浆容易流动，既能结晶成岩浆岩型结构，又可晶出钠长石和含水铁镁矿物的组合。并能阐明细碧岩—玄武岩组合。这个假说能解释的地质事实较多，面临的困难较少。

(7) 自变质交代说：后来的同岩浆富钠残液要接触交代先凝在海床上的玄武岩，必须先进入海水，无法维持封闭系统而与海水钠交代说等同。

为维持一个封闭系统，必须设想富钠气液随同熔浆俱来，弥散在刚结晶而未完全冷凝的玄武岩矿物（辉石—基性斜长石）的晶隙中。以后，随着玄武岩的降温，弥散的富钠气液使辉石转变为角闪石类或绿泥石，基性斜长石被交代成钠长石而不改变岩石初晶时的结构。但是，玄武岩初凝时晶隙空间有限，不能容纳太多残留成分，显然，据此不足以使玄武岩交代成细碧岩那样。也许，残留成分在熔体的局部相对浓集，可导致玄武岩局部形成细碧岩。

上述设想带来的结局是，只能产出交代不彻底的“钠长石化”玄武岩、含钠很低的“细碧岩”或玄武岩流中局部出现细碧岩。这难以解释在区域上细碧岩不依附玄武岩成大规模高含钠的独立地质体以及细碧岩—石英角斑岩呈连续系列。

笔者认为：派生富钠岩浆脱离母体后，随着降温不平衡，熔体中有少量矿物先晶出，只是熔体温度尚高，结晶的只能是基性斜长石和辉石。熔体降温到适当程度，熔体中的富钠气液对晶出的矿物进行交代。由于熔体在喷出前后降温急速，先晶出的辉石和基性斜长石往往处在旋生旋灭状态。这种以基性斜长石和辉石晶出开始，最终为钠长石和绿泥石完全代替也许贯彻细碧岩形成的始终。人们只是看到细碧岩这个最终产物，它表现了比较均匀的间片结构和钠长石—绿泥石组合，一般情况下，丝毫不留下被交代矿物的痕迹。这种在熔体封闭系统中的自交代作用是熔体在冷凝过程中由于熔体温度、压力、氧逸度和化学成分的不断变化为解决自身矛盾而作出的自我调整。这种调整在侵入岩和其他火山岩中也是常见的，如钛铁矿变为磁铁矿和其他钛矿物，保留下钛铁矿的骸晶等。因此，细碧岩的派生岩浆结晶过程实质上是无数次连续的充分钠交代的总和，这只有在富钠气液极为丰沛的条件下才能达成。

综上所述，派生岩浆说和自变质交代说应是相互补充的。当玄武岩浆中钠、水和挥发分丰沛时，表现出细碧岩由派生岩浆结晶形成；不太丰沛时则表现出自变质交代形成细碧岩。本质上，二者是合二而一的一种成因，细碧岩的自变质交代是富钠派生岩浆结晶成岩的作用机理，而派生岩浆结晶成岩正是成岩过程中自变质交代持续进行的最终结果，两者构成一种量变—质变关系。

关于角斑岩和石英角斑岩的成因认识要简单得多，主要观点是岩浆分异和正常系列中—酸性火山岩类的钠交代作用的变种。在地质上，角斑岩、石英角斑岩与细碧岩成连续岩石系列，表明它们应该是岩浆分异的产物。

#### 细碧—石英角斑岩系的分类和命名

关于这个岩系的分类和命名，前人早已划分

并使用,只是出于成因分歧,使分类和命名很乱,主要表现:

(1) 喷出相岩类的命名:按岩浆观点采用**细碧岩—角斑岩—石英角斑岩**的命名;按变种观点(即正常系列火山岩受交代观点,包括外源交代和同岩浆残液自变质交代),则在正常系列岩类名称之前加“变(钠质)”的前缀,如变(钠质)玄武岩。如按上文成因讨论结论,自应统一采用前者的基本命名办法。

(2) 细碧—石英角斑岩系的分类划分:从基性端员到酸性端员应该划分几个岩类,目前主要存在着三分法和四分法两种意见。通常,在一个地区,以**细碧岩**最常见,石英角斑岩局部发育,中间岩类少见。所谓中间岩类实际跨度很大。事实上在同一个地区,偏基性与偏酸性的中间岩类很少并存,这在矿区尤为突出。铁矿区如大红山、大勳龙出现偏基性的中间岩类( $60\% \text{ SiO}_2$ — $52\%$ );铜矿区如白银厂,会理通安则以偏酸性的中间岩类( $68\% \text{ SiO}_2$ — $60\%$ )为多见。作为一个地区或矿区来说,三分法可以适用,基性—中间—酸性三类火山岩正好套用**细碧岩—角斑岩—石英角斑岩**的三种现成名称。然而,把偏基性的中间岩类( $\text{SiO}_2$ 含量在 $55\%$ 上下,基本不含石英,有较多量铁镁矿物)与偏酸性中间岩类( $\text{SiO}_2$ 含量在 $65\%$ 上下,含较多量石英而很少铁镁矿物)都以角斑岩命名而等同起来显然是不恰当的。这样做貌似简明统一,实际上加剧了混乱。因此,三分法在局部看来是可行的,在全局看来则是不可行的。四分法与正常系列火山岩目前有两种对应法:一为**细碧岩(玄武岩)—中基性岩(安山岩)—角斑岩(英安岩)—石英角斑岩(流纹岩)**;另一为**细碧岩(玄武岩)—中基性岩(安山玄武岩)—角斑岩(安山岩)—石英角斑岩(流纹岩)**。如果考虑闪长岩—安山岩的 $\text{SiO}_2$ 含量一般小于 $60\%$ ,采用前一种对比法,即把角斑岩作为中酸性火山岩类应较合理。

关于岩类分界标准,能用作定量的只有岩石化学数据。可以用岩石的二氧化硅(酸性度)含量和镁铁总量(基性度)作为分类的主要基准。以 $\text{SiO}_2$ 为 $52$ — $60$ — $68\%$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ 为

$15$ — $10$ — $5\%$ 作为分界数,并使 $\text{SiO}_2$ 有 $2\% \pm$ 的伸缩交叉。这个划分标准和正常岩系各岩类可以适应,也和绝大多数细碧—石英角斑岩系的数据相适应。

(3) 细碧—石英角斑岩系中基性岩类的命名:较早叫做**细碧玢岩**,但“玢岩”一词已习惯用于中基性浅成岩和喷出岩中的斑状相或边缘相,用作这个岩系中基性火山岩的名称,加剧了岩石命名概念的混乱,似乎革除。另有用“**角斑细碧岩**”或“**细碧角斑岩**”的繁称,但“**细碧角斑岩**”已用于岩系总称,不宜再作一个岩类的名称。有人改繁从简,提出“**细角岩**”一词,但又易与热变质的角岩混淆,产生细粒角岩的误解,笔者建议用“**斑碧岩**”一称,作为与细碧岩和角斑岩之间既有联系又有区别的名称,又不干扰其他岩类的命名。

(4) 细碧—石英角斑岩系的侵入相:偏基性侵入岩常为角闪石类矿物和钠长石共生,偶见辉石。因循于细碧岩的交代成因观念,常认为是辉长辉绿岩或闪长岩的蚀变产物,称之为变(钠质)辉长辉绿岩或变(钠质)闪长岩。从它的围岩一般没有蚀变现象看,未必先有辉长辉绿岩或闪长岩,尔后再受蚀变。显然这是熔体中的富钠气液对刚晶出并处在降温过程中的矿物进行改造,基性斜长石产生钠黝帘石化,辉石产生角闪石或次闪石化。这是熔体在侵入成岩中自我退化过程,是成岩过程的一个阶段而不应看作是外来因素的蚀变。从岩石的粒度、结构和产状上,还可分为浅成相和超浅成(次火山岩)相。虽然矿物成分同样是酸性斜长石和闪石类,从两者含量比例和岩石化学上可分为基性和中基性两类。与火山岩喷出同时异相的偏酸性次火山岩以板柱状钠长石为主,少量或微量的石英和铁镁矿物(以富钾含水铁镁矿物为主)。熔体由火山喷发逸失富钠气液而转为贫钠富钾,故嗣后形成的侵入岩大多和正常岩系侵入岩一致。有时出现斜长石以钠长石为主的侵入岩。

火山岩的斑状相或边缘相,偏基性岩类可命名为**细碧玢岩**和**斑碧玢岩**,偏酸性岩类已惯于在特需时区别为有斑或无斑品种;通常不再区分。

细碧—石英角斑岩系分类、命名表

表 1

岩石酸碱性		酸性	中酸性	中基性	基性
火山岩		石英角斑岩	角斑岩	斑岩	细碧岩
次火山岩		石英钠长[斑]岩、[钠长]花岗岩	钠长[斑]岩、[钠长]花岗闪长岩	角闪钠长[斑]岩	钠长辉绿[斑]岩
SiO <sub>2</sub> , %		68 ± 2	68 ~ 60 ± 2	60 ± 2 ~ 53	52 ± 2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO, %		5	5 ~ 10	10 ~ 15	15
色 率		10	10 ~ 30*	30 ~ 50	50
火山岩的矿物成分	主	钠长石、石英 (25%)	钠长石	更钠长石(No. 16)、绿泥石、绿纤石	
	次	绢云母、钾长石	石英 (25 ~ 0%) 绢云母或黑云母、碳酸盐、绿泥石	绿帘石、碳酸盐、辉石、 黑云母、石英 (5 ~ 10%)	
次火山岩的矿物成分	主	钠长石或更长石、石英	钠长石或更长石	更钠长石、角闪石或次闪石	
	次	白云母或黑云母、钾长石	石英、黑云母或白云母、钾长石	绿帘石或斜绿帘石、辉石、碳酸盐	
常见的结构	火山岩	斑状、显微变晶粒状、球状、霏细(酸性)、似粗面(中酸性)		间片、间粒、交织、脱玻间隙、弯束	
	次火山岩	柱状、斑状		辉绿、含长、微晶含长	
浅成侵入岩		[钠长]花岗岩	[钠长]花岗闪长岩	[钠长]闪长岩	[钠长]辉长岩
对应正常岩系火山岩		流纹岩	英安岩	安山岩	玄武岩
脉 岩		钠长细晶岩		钠长煌斑岩	

[ ] 为少见之意。例如，[钠长]花岗岩，即：花岗岩常见，钠长花岗岩少见。

绢云母或黑云母：表示两矿物常只出现其一，下同。

\* 某些角斑岩不含或很少含石英，也很少含暗色矿物，色率很低，可<10%。

国外细碧—石英角斑岩系(偏基性部分)岩石化学一览表

表 2

地点	原岩名	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	基性度	碱量	现名	资料来源
西北欧	细碧岩	48.58	1.77	14.58	1.89	7.65	6.36	9.80	4.02	0.43	15.90	4.45	细碧岩	De wey & plett (1911)
	"	46.01	2.21	15.21	1.35	8.69	4.18	8.64	4.97	0.34	14.22	5.31	"	Wells (1923)
	"	51.22	3.32	13.66	2.84	9.20	4.55	6.89	4.93	0.75	16.59	5.68	"	Sundius (1930)
	"	52.94	2.54	12.81	3.76	9.20	3.65	6.22	5.25	0.18	16.61	5.43	"	Bartrum (1936)
	"	49.51	1.90	15.14	2.49	8.14	5.62	6.34	5.26	0.27	16.25	5.53	"	B. A. 查瓦里茨基
	"	52.46	0.96	15.33	4.09	6.13	4.69	5.98	5.62	0.19	14.91	5.81	"	"
	"	49.70	2.00	15.80		10.50	5.30	6.50	5.10	0.40	15.80	5.50	"	A. Rittmann (1962)
	"	53.40	2.01	15.59	0.41	8.80	5.83	4.30	5.17	0.05	15.04	5.22	"	Spadea (1968)
	"	52.45	0.66	15.05	2.66	7.54	5.91	7.23	3.64	0.40	16.11	4.04	"	Sharfman (1968)
	新南威尔士	"	48.22	2.68	14.82	0.52	9.25	5.58	8.81	4.95	0.44	15.35	5.39	"
印度洋	"	50.52	1.68	14.59	1.61	7.74	7.90	6.89	5.20	0.04	17.25	5.24	"	Cann (1969)
印度洋	"	49.43	1.94	15.04	2.21	7.39	8.40	6.69	4.45	0.11	18.00	4.56	"	wiseman (1973)
东俄勒岗州	"	53.15	1.50	14.39	1.28	9.33	4.74	7.04	4.58	1.01	15.35	5.59	"	J. Gilluly (1935)
新西兰	"	48.60	1.94	16.10	7.60	4.00	5.66	6.20	4.50	1.76	17.26	6.26	"	J. J. Reed (1957)
世界	"	49.65	1.57	16.00	3.89	6.08	5.10	6.62	4.25	1.28	15.07	5.53	"	Vallance (1960)
基鲁纳	"	50.76	1.60	14.57	4.11	10.59	2.86	7.54	5.54	1.04	17.56	6.58	"	
世界	"	48.8	1.3	15.7	3.8	6.6	6.1	7.1	4.4	1.0	16.5	5.1	"	Hyndman (1972)
"	"	55.75	1.86	13.29	0.88	8.46	1.80	6.85	4.07	0.37	11.14	4.44	斑岩	Wells (1923)
乌拉尔	细碧岩	55.44	0.95	18.21	9.45	1.44	1.67	3.60	6.62	0.25	12.56	6.87	"	B. A. 查瓦里茨基
新南威尔士	角斑岩	56.95	0.89	17.08	4.41	6.00	0.93	2.30	8.80	0.38	11.34	9.18	"	

脉岩相表现为鲜明的二分岩特征,在脉岩中,  $K_2O$  相对浓集,基性脉岩为黑云母—钠长石组合,可名之为钠长辉斑岩;酸性脉岩以细粒钠长石和较少的石英为主,有时有少量绢云母,可命名为钠长细晶岩。

综上所述,可以列出细碧—石英角斑岩系的分类命名表(表1)。

地质事实表明,在富钠岩系和正常岩系火山岩之间,存在着过渡性火山岩类,需要建立一个联系细碧—石英角斑岩系和正常火山岩系的分类命名表。

首先要解决衡量细碧岩的标准问题。F·菲亚拉认为细碧岩的  $Na_2O$  含量应大于 4%, 众所

周知的若干国外细碧岩  $Na_2O$  含量(表2), 除个别外,也都大于 4%, 重要的是把 4% 值作为细碧岩和斑碧岩的下限可以在岩石化学上突出富钠特点而不与玄武岩和安山岩混淆, 后两者的  $Na_2O$  含量往往大于 3% 而极少超过 4%。  $Na_2O$  含量低于 4% 者应归入过渡性岩类。

同样,可用  $Na_2O > 5%$  作为角斑岩和石英角斑岩的岩石化学判别标志(表3), 低于 5% 归入过渡性岩类。

细碧—石英角斑岩系、过渡岩类(类细碧—石英角斑岩系)、正常火山岩系以  $Na_2O$  含量结合长石种类的分类命名见表4。

体现本文对细碧—石英角斑岩系成因、岩浆

国外细碧—石英角斑岩系(偏酸性部分)岩石化学一览表

表3

地点	原岩名	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	基性度	碱量	现名	资料来源
乌拉尔	角斑岩	68.94	0.45	13.36	3.17	1.73	1.47	1.11	5.64	1.19	6.37	6.83	角斑岩	B. A. 查瓦里茨基
基鲁纳	"	61.12	1.35	17.06	3.20	2.96	1.17	2.91	7.25	2.04	7.33	9.29	"	"
世界	"	61.51	0.45	17.37	1.92	3.35	1.26	1.08	5.23	5.29	6.53	10.52	"	戴里(1933)
东俄勒岗州	石英角斑岩	75.04	0.10	13.39	1.61	0.37	0.18	0.40	8.36	0.83	2.16	9.19	石英角斑岩	"
乌拉尔	"	75.26	0.30	13.15	1.69	0.86	0.53	0.50	6.18	0.20	3.08	6.38	"	B. A. 查瓦里茨基
"	角斑岩	76.45	0.30	10.71	2.34	1.45	1.18	0.42	5.24	0.24	4.97	5.4 <sup>#</sup>	"	"
"	"	76.72	0.26	12.68	1.25	0.43	0.49	0.32	6.58	0.26	2.17	6.74	"	"
西澳大利亚	石英角斑岩	74.00	0.30	13.20	2.69	—	0.82	1.71	6.03	0.74	3.51	6.77	"	"
乌拉尔	"	77.20	0.22	12.64	1.92	0.28	0.04	0.12	5.81	1.00	2.24	6.81	"	B. A. 查瓦里茨基
世界	"	75.45	0.17	13.11	1.14	0.66	0.34	0.83	5.88	1.26	2.14	7.14	"	戴里
基鲁纳	"	70.81	0.25	14.31	2.06	0.84	0.67	0.85	6.22	2.15	3.57	8.37	"	"
西澳大利亚	"	71.28	0.33	15.94	0.97	0.84	0.70	1.09	5.64	2.28	2.51	7.92	"	"
新西兰	"	75.10	0.22	12.84	0.70	1.36	0.30	0.32	5.12	2.39	2.36	7.51	"	"

细碧—石英角斑岩系、过渡岩类、正常火山岩系分类命名表

表4

岩类名称及岩石特征 岩系	岩石酸碱性			
	酸性岩	中酸性岩	中基性岩	基性岩
细碧角斑岩系	石英角斑岩 钠长石 $Na_2O > 5%$	角斑岩 钠长岩 $Na_2O > 5%$	斑碧岩 更钠长岩 $Na_2O > 4%$	细碧岩 更钠长石 $Na_2O > 4%$
过渡岩类	钠流纹岩 钠长石+钾 钠长石 $Na_2O$ 4~5%	钠英安岩 钠长石 $Na_2O$ 3.5~5%	安山质斑碧岩 更钠长石 $Na_2O$ 3~4%	玄武质细碧岩 更钠长石—更中长石 $Na_2O$ 2.5~4%
正常火山岩系	流纹岩 钾钠长石 $Na_2O < 5%$	英安岩 更中长石 $Na_2O < 5%$	安山岩 中拉长石 $Na_2O > 4%$	玄武岩 拉倍长石 $Na_2O > 4%$

和岩石演化以及分类命名思想见图 1。

### 中国细碧—石英角斑岩系的发育和演化

既然细碧—石英角斑岩是岩浆成因，岩浆的演化特点自然也会反映在岩石上。现以来自不同地点、不同地质时代火山岩(以富钠岩系为主)的岩石化学资料进行综合研究, 祈望呼应上述论述,

加深岩浆成因认识, 进而探索细碧—石英角斑岩在地质年代中的发育和演化规律。

1. 太古代 据有关方面研究, 太古代的绿岩建造呈层状构造并有枕状构造, 表明是古海底的火山建造; 主要矿物组合为斜长石与角闪石—绿泥石的组合。虽然随着变质程度的不同, 形成诸如斜长角闪片麻岩、斜长角闪(片)岩、阳起石或

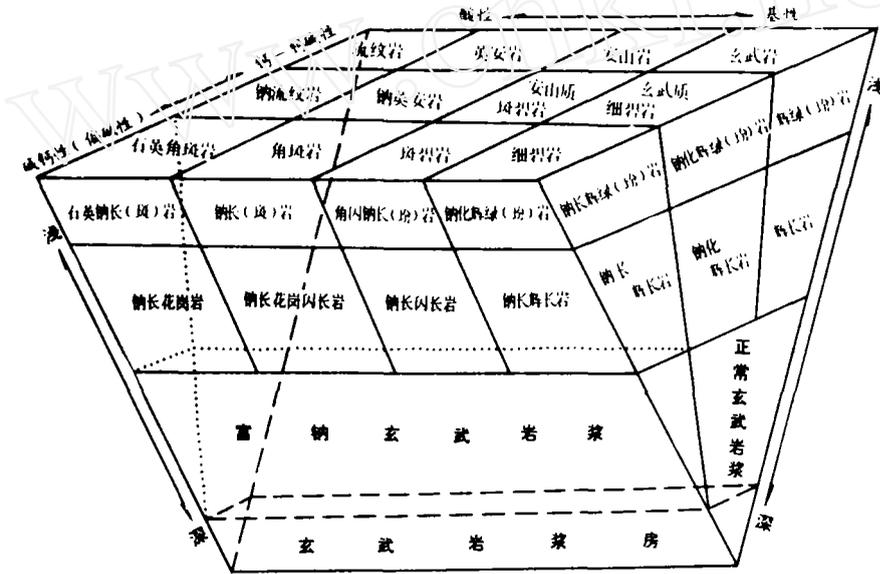


图 1 岩系演化模式

绿泥石片岩等等, 但据研究, 绿岩带的变质作用基本属于等化学性质, 交代作用不明显。因此, 对太古代绿色变质岩类的岩石化学研究, 可以了解那个地质时代基性火山岩的性质。

对于酸性火山岩, 至少有一部分变粒岩和浅粒岩应属火山岩而不是陆屑沉积岩。

以鞍山群、太华群、登封群和大别群等地资料作为代表。后者最近划入下元古界, 考虑大别群岩石化学资料和其他太古界数据可以对比而与下元古界特征有较大距离, 以往长期作为太古界地质, 故此仍按旧议。

各地的基性火山岩特点近似,  $\text{Na}_2\text{O}$  较低 ( $< 30\%$ ),  $\text{CaO}$  较高 ( $9 \sim 10\%$ ), 显然应为玄武岩 (细碧岩含  $\text{CaO}$  一般  $6 \sim 8\%$ )。分异较好, 从基性向酸性均伴随钠和钾的增升, 尤其是  $\text{Na}_2\text{O}$ , 从基性岩不足  $3\%$  上升到中基性岩的  $4\%$  以上, 进入斑岩的范畴, 说明太古代的玄

武岩浆在喷出之前, 尚未分异形成特殊的富钠岩浆。但已有钠的集中, 只是富集程度不高, 一直要到玄武岩大量分凝后, 在残浆中才显出  $\text{Na}_2\text{O}$  的相对富集。

概括太古代火山岩的特点, 基性端员为钠含量不高的玄武岩, 不出现细碧岩。向酸性岩演化时, 趋向富钠, 酸性端员较多钠流纹岩, 有时见石英角斑岩, 一般变质玄武岩广泛发育, 局部见酸性端员, 中间岩类少见, 表现出双模式发育的特点。

2. 早元古代早期 以山西的吕梁群、五台群、绛县群和湖北的红安群为代表。

本时代火山岩也表现为以端员岩类发育的双模式特点。与太古代火山岩显著不同的是: (1) 基性火山岩的  $\text{Na}_2\text{O}$  含量一般都超过了  $3\%$ , 斜长石主要为钠长石, 进入过渡性的玄武质细碧岩的范畴。(2) 分异虽明显, 但  $\text{Na}_2\text{O}$  增高不剧烈。

(3) 基性次火山岩或则不发育, 或属含钠不高的、正常的辉绿岩。

对于该期火山岩 熔体的特点可作如下一些估计: 深部岩浆源派生的熔浆中,  $\text{Na}_2\text{O}$  含量比太古代高, 但仍未达到产出细碧岩应有的  $\text{Na}_2\text{O}$  含量。当熔体凝出玄武质细碧岩而不是玄武岩时, 几乎耗尽了熔体中本来就存储不多的  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 当熔体向酸性岩演化时, 已无力为偏酸性岩类提供丰富的  $\text{Na}_2\text{O}$ 。因此本期仍未出现真正是细碧—石英角斑岩系的火山岩。

3. 早元古代晚期 见到晋北浑沱群、野鸡山群, 辽东辽河群和豫西宽坪组的一些资料。

直到这个地质时期, 玄武岩浆的分异演化才出现真正的、 $\text{Na}_2\text{O}$  含量超过 4% 的细碧岩。成套分异完善的细碧—石英角斑岩系也开始出现, 并在细碧岩产出前后, 基性次火山岩也出现富钠特征。需要指出两点: ①细碧岩含  $\text{Na}_2\text{O}$  程度低, 超过 4% 而远低于 5% (世界上细碧岩多大于或接近 5%); ②细碧—石英角斑岩已呈独立岩系产出, 但正常的玄武—流纹岩系仍然产出。

4. 晚元古代 产出地点多、分布广, 尤其多见于扬子准地台环边内外侧, 表明这时是中国细碧—石英角斑系兴旺发育时期。

地台西南隅的康滇地轴区, 晚元古代早、中期产出细碧岩系(会理群和昆阳群下部、大红山群), 晚期有较广泛的玄武岩和流纹岩。两种岩系在时、空上有先后间隔, 故细碧岩系可认为不依附玄武岩而独立产出。火山岩分异好, 形成细碧岩—斑岩—角斑岩, 而石英角斑岩少见, 次火山岩发育。火山岩均为高钠低钾, 含钠量之高, 为我国富钠岩类之冠, 细碧岩含  $\text{Na}_2\text{O}$  大于 5%, 角斑岩则超过 7%。

地台周边部除豫南桐柏、安徽张八岭发育为细碧岩—石英角斑岩和细碧岩—钠流纹岩外, 其他如碧口群、勉略群, 陕南熊耳群、郟西群和跃岭河群, 表现为含钠不太高的细碧岩—钠流纹岩式。板溪群和神农架群中只见玄武质细碧岩。

本时期富钠岩系的主要特点是:

(1) 除个别地区外, 细碧—石英角斑岩系绝大多数不依附玄武岩而独立产出。

(2) 除康滇地轴区成细碧岩—角斑岩式外, 其他或则分异不好, 或则成细碧岩—石英角斑岩(钠流纹岩)式。

(3) 当发育基性次火山岩钠长辉绿岩时, 石英角斑岩不发育, 甚至偏酸性熔岩不出现, 或只出现少量含  $\text{Na}_2\text{O}$  不高的钠流纹岩。

(4) 如以中朝和扬子两准地台交界线为准, 南侧火山岩倾向大洋型(如神农架群火山岩贫钠低钾, 属玄武质细碧岩), 北侧火山岩倾向大陆型(如熊耳群火山岩低钠高钾, 属玄武岩), 而交界线附近的郟西—跃岭河群火山岩特点介于其间, 属细碧岩—钠流纹岩。所以, 这里应是晚元古代古板块接合部, 南侧属洋块, 北侧为陆块。

(5) 江南地轴板溪群中“细碧岩”明显贫钠, 如果结合其下地层(冷家溪群—四堡群—梵净山群)中火山岩统一考虑(见下述), 显然, 该地当时岩浆演化尚未充分孕育富钠派生岩浆, 从而表明该地在演化阶段上落后于同时代的其他地区。

本时期深部岩浆房的演化特点可推测如下: 从玄武岩浆房中分异出派生岩浆大概比较广泛进行, 但因各地所处地质构造环境及上覆壳层厚度和性质不一, 使喷出地表的火山岩特点不同。富钠的派生岩浆蓄积到一定程度, 能脱离母源玄武岩浆而先喷发, 优先形成端员岩类。因此, 岩系往往发育成细碧岩—石英角斑岩式, 中间岩类少见。当富钠气液丰沛时, 在产出火山岩前后能形成具富钠特色的次火山岩; 当富钠气液不太丰沛时, 是否形成基性富钠次火山岩抑或酸性火山岩, 两者往往不可得兼。也许当钠和挥发分丰富时, 倾向形成石英角斑岩; 而当含钠丰富, 挥发分不太丰富时, 倾向形成富钠次火山岩; 若钠和挥发分都不大丰沛时, 可能只形成单调的(分异不好)、含钠不高的细碧岩或过渡性岩类。

5. 早古生代 富钠火山岩主要分布在祁连山—秦岭加里东褶皱带。与晚元古代比较, 两者差别鲜明:

(1) 富钠与正常火山岩系多并行发育。以细碧—石英角斑岩系为主时, 基性熔岩的钠含量往往不高; 以正常火山岩为主时, 局部可出现含

钠较高的偏酸性火山岩类。

(2) 细碧岩普遍含钠不高,  $\text{Na}_2\text{O}$  一般在 4% 上下, 只有分异好时, 酸性火山岩中钠才显著增长。

(3) 岩石化学的不匀性是富钠岩类的又一特点, 各岩类数据即使出自同一家, 也波动很大。这个特点, 在晚元古代富钠岩系中不突出。

推测该期富钠岩浆仍较普遍地从玄武岩浆中派生。由于地壳远较前寒武纪增厚, 派生岩浆在运移中与壳层物质交换较多, 甚至丧失了富钠岩浆的原有物质特色, 致使最终产出的仍是正常火山岩系而不是富钠岩系。只有那些由切入壳层深处的深断裂导出的富钠岩浆, 才能较多的保持岩浆富钠及其他的成分特点。即便如此, 和元古代相比, 早古生代的细碧岩也仍明显带有地壳上层混染色彩。

(1) 元古代(指早元古代晚期和晚元古代, 下同)的细碧岩含  $\text{TiO}_2$  较高, 一般在 1% 以上, 部分达 2%; 早古生代一般在 1% 上下, 很少超过 1.5%; 晚古生代则多在 1% 以下。

(2) 元古代细碧岩的基性度高, 绝大多数大于 18%, 早古生代则绝大多数小于 18%。

(3) 元古代细碧岩的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  较低 (13~15%), 早古生代明显升高 (14~17%)。

(4) 细碧岩的  $\text{CaO}$  亦有差别, 元古代较低 (4~7%), 早古生代较高 (5~9%)。

(5) 细碧岩中的  $\text{K}_2\text{O}$ , 元古代一般小于 1%, 大于 1% 的少数, 超过 2% 的极少, 富钾亚类不多见。早古生代的细碧岩常见贫钾和富钾两类, 富钾细碧岩含  $\text{K}_2\text{O}$  常超过 2%。

(6) 早古生代的富钠岩系, 特别是酸性岩类, 岩浆结晶晚期或期后的局部钾交代作用较多见, 而在元古代的同类岩石中不明显。

(7) 细碧—石英角斑岩系矿化特征, 两个时代各有特色, 除铁和铜外, 元古代有时有钴和金伴生, 早古生代常有铅锌, 按元素地球分布特点, 钴和金主要应来自地幔, 铅和锌特别是铅为壳层的标志元素。

6. 晚古生代 晚古生代富钠火山岩主要分布在北疆、内蒙、大兴安岭和滇西、滇南等地。细

碧—石英角斑岩类往往只是伴随正常火山岩局部或夹层出现, 独立存在者少见。不依附正常火山岩系的细碧—石英角斑岩系发育, 并且越接近晚古生代末期, 这种趋势越明显。在本期, 不易见到分异完善的细碧—石英角斑岩系, 经常只见偏基性或偏酸性的半岩系, 甚至只见个别岩类在正常岩系火山岩中局部出现。

近来, 在滇西北兰坪—德钦地区和滇桂之交的富宁—那坡地区, 相继发现有三迭纪的细碧岩。前者主要产于正常火山岩系局部, 后者分布较窄且岩石含  $\text{Na}_2\text{O}$  小于 4%, 应为玄武质细碧岩。这些特征, 颇合乎晚古生代细碧—石英角斑岩系演化的延续。此后, 在中国大陆上, 除西藏南部印度次板块—欧亚板块缝合线侧有白垩纪细碧岩外, 进入新生代, 火山岩都是正常岩系的玄武岩了。

江南地轴西南部的最老地层冷家溪群—四堡群—梵净山群中, 见有一种海底喷发的基性熔岩, 具有脱玻间隐结构、球颗结构或细碧结构, 枕状构造, 主要由次闪石、帘石和绿泥石组成, 有的可辨出少量钠长石。岩石化学明显低  $\text{Na}_2\text{O}$  和低  $\text{K}_2\text{O}$ , 高  $\text{MgO}$  和高  $\text{FeO}$ 。 $\text{Na}_2\text{O}$  一般低于 2.5%, 甚至低于 2%, 按本文命名标准, 不应称为细碧岩, 也不属玄武质细碧岩。它在岩石化学上近似大洋拉斑玄武岩, 而在矿物成分和结构上表现有细碧岩的特征, 可称之为细碧质玄武岩。

实质上, 这种熔岩比大洋拉斑玄武岩更偏超基性, 特别是冷家溪中的该类熔岩, 含  $\text{MgO}$  平均超过 11%, 最高可达 20%, 含  $\text{Na}_2\text{O}$  平均 1.5%,  $\text{K}_2\text{O}$  0.5%, 与阿扎尼亚、加拿大、印度等地的贫镁型科马提岩(镁绿岩)相当。

早元古代时, 湘桂黔地区可能为极薄的洋壳, 导致偏超基性的熔岩溢流, 富钠岩浆不能充分孕育, 以致不仅早元古代不能产出细碧岩或玄武质细碧岩, 而且使晚元古代富钠岩浆的孕育进程落后于其他地区, 板溪群中产出的主要是过渡性岩类而不是细碧—石英角斑岩系。

关于富钠火山岩岩浆源性质的推断, 如果只凭一地一区资料, 常因数据太少和产出岩类单调或不平衡, 不易得到确切结果。这里将收集各地的资料, 剔除次火山岩、凝灰岩的数据, 把富钠

岩系(包括细碧—石英角斑岩系和过渡岩类)熔岩数据750个,采用久野(1966)的 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 对 $\text{SiO}_2$ 变异图,按 $\text{Pt}_{1-2}$ (下元古代)、 $\text{Pt}_3$ (上元古代)、 $\text{Pz}_1$ (下古生代)、 $\text{Pz}_2$ (上古生代)制图(图2~图5)。对比各图,可见基性岩类数据点主体集聚在碱性玄武岩区的下限靠近高铝玄武岩(钙碱性)区,因此,富钠火山岩主体应属弱碱性或偏碱性。时代上由老到新,地质上由洋

壳转向陆壳,在变异图上基性岩类表现出数据点上升的趋势。据此推测晚元古生以前火山岩的岩浆源应是大洋型—大陆型的拉斑玄武岩,喷溢的火山岩属于低钠低钾的拉斑玄武岩(太古代—早元古代),贫钠低钾的细碧质玄武岩或玄武质细碧岩(早元古代早期),含钠不高并低钾的细碧岩(早元古代晚期)。从晚元古代开始,岩浆源向碱性玄武岩转化,并且越近地质晚期越明显。分异的

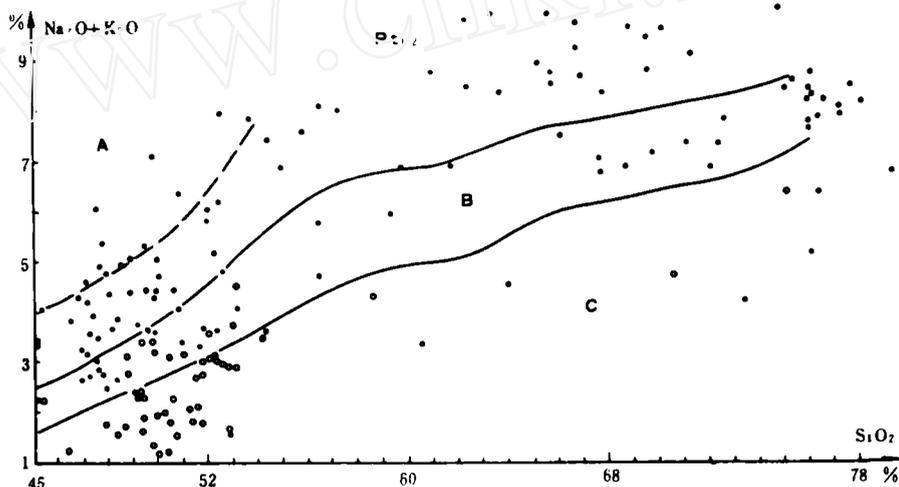


图2  $\text{Pt}_{1-2}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 对 $\text{SiO}_2$ 的变异图

(示吕梁群、五台群、绛县群、溇沱群、野鸡山群、辽河群、红安群、豫西宽坪组共115个数据,另冷家溪群、四堡群、梵净山群共50个数据; A—碱性玄武岩系; B—高铝玄武岩系; C—拉斑玄武岩系)

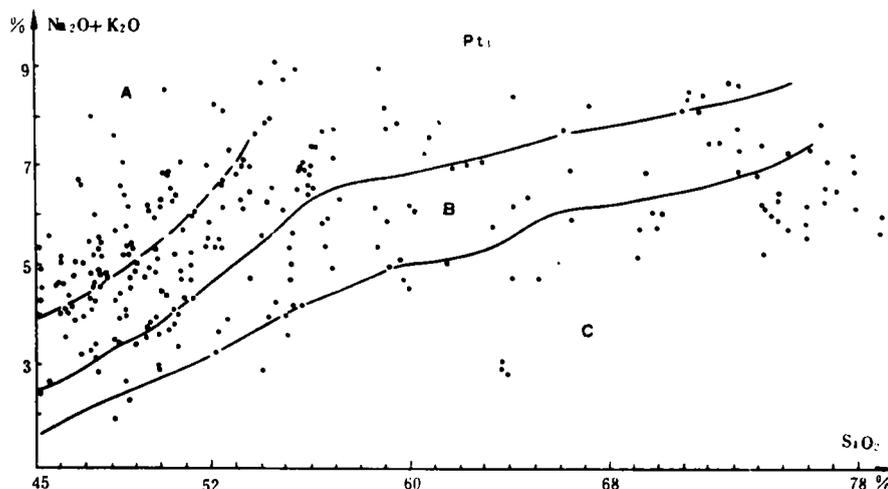


图3  $\text{Pt}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 对 $\text{SiO}_2$ 的变异图

(示会理群、大红山群、板溪群、碧口群、勉略群、陕东南熊耳群、神农架群、鄂西—跃岭河群、张八岭群、桐柏群、皖南铺岭组、西委共270个数据; A—碱性玄武岩系; B—高铝玄武岩系; C—拉斑玄武岩系)

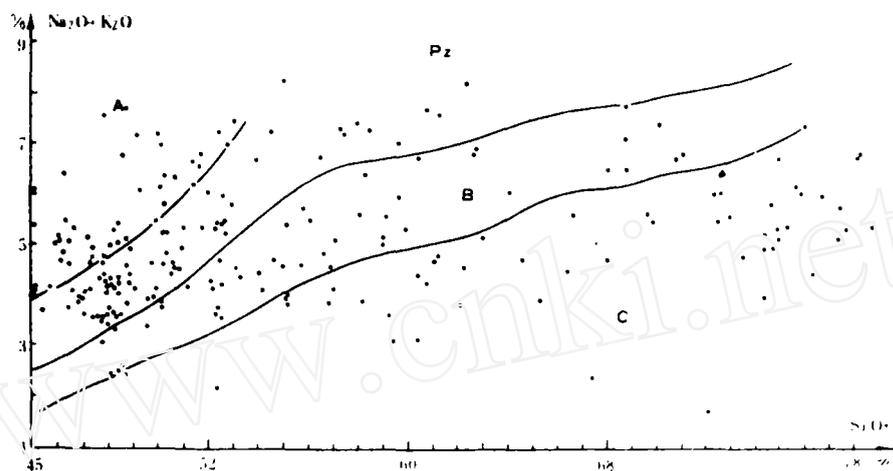


图4 Pz<sub>1</sub>, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O对SiO<sub>2</sub>的变异图

(示祁连山、拉脊山、老虎山、白银厂、红沟、湟源、秦岭共235个数据;

A—碱性玄武岩; B—高铝玄武岩; C—拉斑玄武岩)

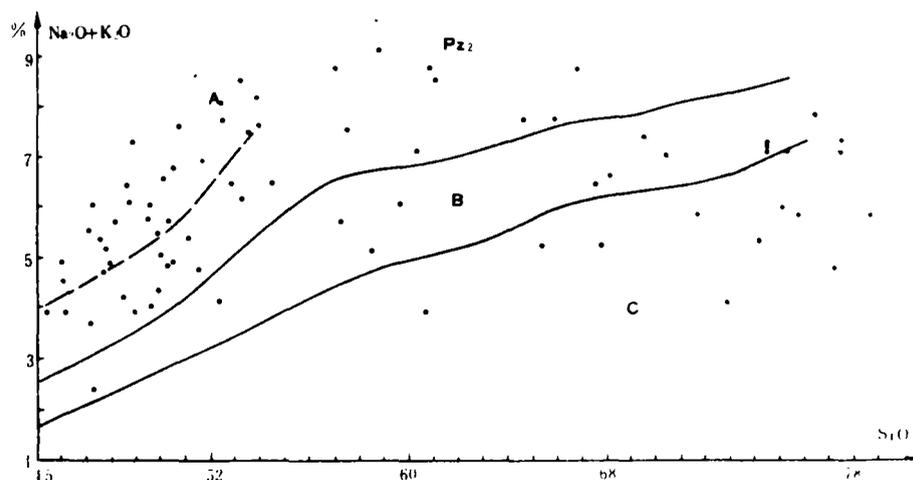


图5 Pz<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O对SiO<sub>2</sub>的变异图

(示北天山、阿勒泰、内蒙、南大兴安岭、滇西、滇南共80个数据; A—碱

性玄武岩; B—高铝玄武岩; C—拉斑玄武岩)

派生岩浆中的碱金属有先钠后钾分阶段富集的特色; 产出的火山岩在P<sub>t3</sub>是偏碱性富钠贫钾的细碧岩; 在Pz<sub>1</sub>是偏碱性富钠贫钾的细碧岩夹贫钠富钾的钾细碧岩; 在Pz<sub>2</sub>及其以后是偏碱性贫钠富钾的钾细碧岩夹含钠不高、含一定量钾的细碧岩直到高钾(低钠或含一定量钠)的碱性岩。后者更多地以小侵入体产出。中国大陆地史历程中这种岩浆演化特点与晚元古代特别是从晚元古代后期(震旦纪)开始地壳增厚并明显转向陆壳有关。岩浆碱度增高是由于岩浆房所处位置相对较

深、压力较大或派生岩浆产生时深度和压力逐渐增大而引起的。这也说明了为什么碱性发育于较晚的地质时期(华力西期和燕山期), 这是岩浆演化由低钠低钾, 经历先富钠、后富钾、最后趋向高度富碱的必然结果。[图2至图5中的折线为据A. K. Middlemost (1972)区分碱性和强碱性玄武岩的界限, 可相当本文中所称的偏碱性碱性的界限]。需要指出, 变异图上酸性岩类数据点由老到新趋向下降(低碱), 这暂时还不能得到恰当的解释。

(下转第40页)

外,生活在当时水介质中的大量微生物(包括藻类及菌类等)不仅在生存时吸取锰质堆积成矿,而且在其死亡后产生的有机质所造成的还原条件(并非全部)也在一定程度上促进了锰质的富集,这可能就是生物—地球化学成矿作用的机理。

2.火山沉积变质型锰矿床:黎家营锰矿产于前寒武纪上碧口群郭家沟组黎家营段上部基性火山岩(熔岩及火山碎屑岩)、板岩、硅质碳酸盐岩海进韵律层中,共三个韵律层。含锰岩系产在第二韵律层中大致由碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位,由下部钙质板岩、千枚岩夹含锰硅质灰岩,中部锰矿层(下为块状锰矿,上为锰矿与含锰硅质灰岩互层)及上部含锰硅质灰岩夹扁豆状锰矿组成,厚10~24米。矿体呈层状、似层状、扁豆状。长数米到1200余米,平均厚0.56~4.54米。矿石矿物有褐锰矿、硬、软锰矿、水锰矿、菱锰矿、含锰方解石及锰闪石等,平均含Mn21.98%,TFe2.12%。

### 国内外锰矿对比及找矿方向

(一)国内外锰矿对比 国内外锰矿成因类型、地质特征及成矿条件等列于表4。

我国锰矿主要成矿时代、赋矿层位、矿床成因及工业类型综述如表7。

(二)主要找矿方向 综合上述,我国锰矿的主要找矿方向见表8。

除上表所述外,我国华南及西南区地处北回归线南北地带,气候炎热湿润,且多丘陵地貌,不仅第四纪残坡积层、红土层发育,而且泥盆—二迭纪含锰岩系广布,锰源丰富,具备极为有利的风化富集条件。区内已知大、中型风化富锰矿床就有7个,埋藏浅,品位富,易采易选。特别是广西、湘南、粤北、粤东及福建等省区,找矿前景大,值得积极开展找矿评价工作。

本文在写作过程中得到有关单位及领导的支持与鼓励:成文后又蒙吕枚、林果荣、朱贵宣、肖启明、王少白及王雄伟等工程师审阅并提出意见,在此一并致谢!

### 参 考 文 献

- [1] Wolf K. H., (Editor), Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, 1976, v. 3, 5, 7
- [2] The Times Atlas of the World, Comprehensive ed., 1972
- [3] 冶金部情报标准研究所, 冶金地质动态, 1978, 第12期
- [4] 别捷赫琴 A. Г., 苏联的锰矿(上、下册, 中译本), 1954, 地质出版社
- [5] 盛谷智之(日), 国外地质, 1981, 第2期
- [6] 孟宪民等, 矿床论文集, 1965, 科学出版社
- [7] 湖南冶金236队, 湖南冶金地质, 1977, 第3期
- [8] 广西冶金地质273队, 地质与勘探, 1974, 第2期
- [9] 季金法等, 湖南冶金地质, 1979, 第2期

(上接第50页)

讨论至此, 不难得到概念, 即我国的细碧—石英角斑岩系的发育过程, 确实存在着有规律的演化。这表明确实存在着有富钠的派生岩浆, 随着地质年代的流转, 地壳厚度日增, 细碧—石英角斑岩系从萌发( $P_{t1-2}$ )、极盛( $P_{t3}$ )、转折( $P_{z1}$ )到衰落( $P_{z2}$ )。晚近地质时代, 除非有特殊的地质条件(板块接合部), 富钠的派生岩浆才能直达地表产出细碧—石英角斑岩系(如新西兰、南意大利、美国华盛顿州、我国西藏喜马拉雅山北缘等地)。

当前, 地质界广泛使用“海相”或“陆相”火山岩的术语, 并把细碧—石英角斑岩系作为海

相火山岩的典型代表。前已阐明, 细碧—石英角斑岩系从孕育到产出和海洋(海水)没有必然联系, 岩浆(岩石)的富钠主要由于岩浆本身分异演化而不是以海水钠的参与为主。由于拗陷期地槽为地壳软弱部, 深断裂常可切入地壳深处, 导致富钠岩浆上升产出细碧—石英角斑岩系, 所以它在产出环境上总是和地槽海联系在一起。但是, 并不是地槽海中产出的火山岩都是细碧—石英角斑岩系, 特别是后寒武纪的海相火山岩, 经常是并不富钠的正常岩系火山岩。

本文论述资料数据, 除笔者本身工作外, 更多的来自各种文献和内部资料, 这里向有关单位和文献作者, 谨志敬意。