

福建沿海长乐-南澳变质带的 O.Nd.Sm同位素特征

谢宾克 郭坤一 赵连才 林蓉南

(南京地质矿产研究所)

长乐-南澳中生代变质带,地处欧亚大陆板块东南缘,毗邻西太平洋。该变质岩系中包括片麻岩、变粒岩、片岩等。本文在系统地研究了这些岩石和共生矿物对的O、Nd、Sm同位素之后,据所获得的该变质岩系变质过程,热事件、原岩性质和变质条件的信息,并依同位素平衡分馏特征的差异划分了变质相带。

一、长乐-南澳变质带的氧同位素

全岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值所显示的分馏特征:

1. 总的来看,大致可以划分成三个不同岩相的分馏带。由矽线石-钾长石-白云母-石英共生组合构成的高角闪岩相带,由于变质程度较高, $\delta^{18}\text{O}$ 交换强烈, $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为4.1‰,其中矽线石-钾长石组合变质沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 最低,一般为2.65~3.92‰。比已发表的片麻岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值低了近一倍(如加拿大安大略的变质沉积岩,片麻岩类的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为6~9‰,Longstaffe等,1977)。这种贫 $\delta^{18}\text{O}$ 现象的出现是否与滨海环境 $\delta^{18}\text{O}$ 的海水参加变质作用有密切关联;而由角闪石-石榴石-斜长石-绿帘石组合的低角闪岩相带, $\delta^{18}\text{O}$ 值有所增高,平均为4.4‰。其中变质沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 也仅只3.4‰(平均),尽管增加,但仍属贫 $\delta^{18}\text{O}$ 带;随着变质程度的减弱,绿片岩相带中的变质火山岩及长英质凝灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 增高,为5.1‰,其中变质凝灰岩为5.26‰,比变质火山熔岩高($\delta^{18}\text{O}=4.92‰$)。

因此,将其由低到高分分为C带、M带、I带(图1)。

2. 变质基性岩、花岗岩和火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显地比变质沉积岩高。如C带的碱性玄武岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为6.27‰(样品j3),比同带的矽线石-钾长石组合变质泥质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值高得多。又如,M带的花岗片麻岩 $\delta^{18}\text{O}$ 为6.47‰(样品S1),接近正常花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,它比同带的变质沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值高(图2)。

上述碱性玄武岩和花岗岩变质而成的角闪岩及花岗片麻岩, $\delta^{18}\text{O}$ 与上地幔或下地壳衍生物具有特征非常一致的同位素组成($\delta^{18}\text{O}\approx+5.5$ 至 $+7.0‰$)。并表现出变质时是在一种特定的封闭系统中,与围岩的交换并不强烈,这也可能是变质原岩中有原始 $\delta^{18}\text{O}$ 分布的结果。因为它比沉积岩 $\delta^{18}\text{O}$ 所产生的任何明显下降都要求有高的流体静压力(2.5~3倍)。

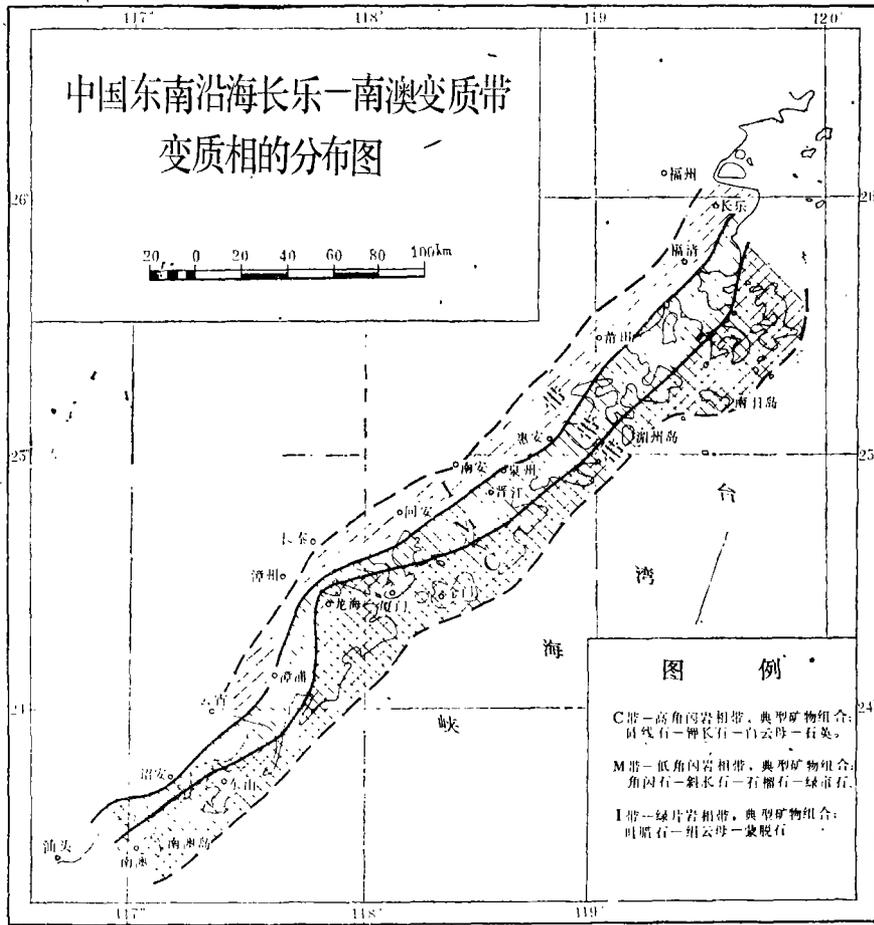


图 1

Fig. 1 Geologic sketch map of Changle Nanao metamorphic belt of southeast coast, China.

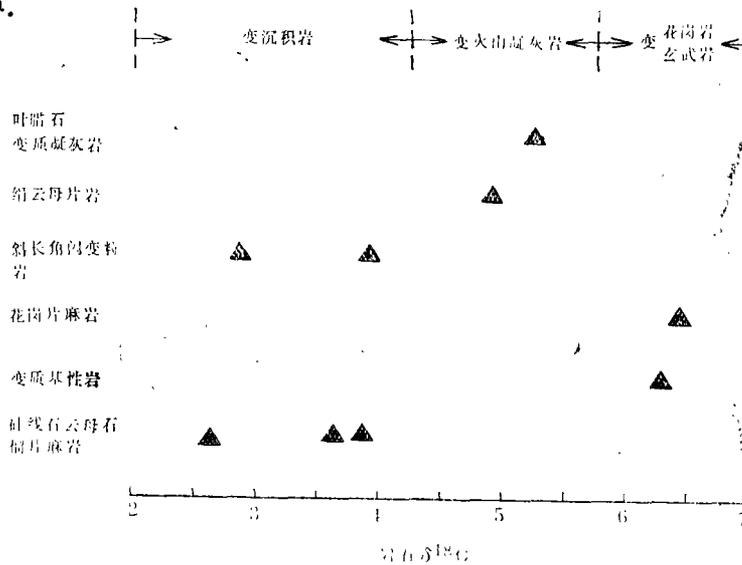


图 2 长乐—南澳变质带各类岩石的氧同位素组成

Fig. 2 O-isotope of different rocks from the metamorphic belt.

单矿物氧同位素的变异:

从一系列单矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 的分配,了解到不同变质作用带 ^{18}O 的不同。(表1,图3)

表1 长乐—南澳变质带全岩及单矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 值和变质水的温度

Tab. 1 $\delta^{18}\text{O}$ values and calculated temperature

样品编号	岩石名称	测试样品	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\%$	$\Delta^{18}\text{O}$	T(°C)	根据关系式	
F84D3	石榴黑云钾 长片麻岩	全岩	2.65	※		606	javoy (1977)	
		Q	4.74	3.13	4.18			
		BiO	0.56	3.11				
F84D10	矽线石白云钾 长片麻岩	全岩	3.92	△		508		
		Q	6.36	3.25	4.72			
		Gt	1.64	3.11				
F84D20	云母片岩	全岩	6.49	※		714		
		Q	5.44	4.93	1.66			
		mu	3.78	4.93				
F83j3	变质基性岩	全岩	6.27	※		693		
		Q	7.915	7.23	3.08			
		Am	4.84	7.22				
F84Y5	变质火山岩	全岩	3.65	※		792		
		Q	3.93	4.02	4.92			
		Mt	-0.985	4.01				
F84S1	花岗片麻岩	全岩	6.40	○		907		
		Q	8.71	8.39	4.00			
		Mt	4.71					
F84S5	石榴角闪斜 长片麻岩	全岩	2.84			470	Anders (1971)	
		Q	5.13		10.09			
		Mt	-4.96					
		Q	5.13	△		516		
		Pl	3.37	1.27	1.76			
		Pl	3.37					
Mt	-4.96		8.33	488				
F84S9	角闪斜长片麻岩	全岩	3.90			532		Shick (1974)
		Q	7.02					
		Mt	-1.57	4.39	8.59			
		Q	7.02			344	javoy (1977)	
		Am	-0.95		7.97			

样品编号	岩石名称	测试样品	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\%$	$\Delta^{18}\text{O}$	T(°C)	根据关系式
F84M2	变质火山岩	全岩	4.92			593	javo (1977)
		Q	7.49	5.72	1.64		
		Pl	5.85				
F84M7	变质火山凝灰岩	全岩	5.26			170	
		Q	11.95	Δ	6.33		
		Pl	5.62	-1.58			
F84M9	变质火山岩	Q	9.92	Δ		299~301	
		Pl	6.06	1.68	3.86		

注: ※——是根据Bottinga(1973), Δ ——Shiro(1972), \circ ——Clayton, O_4 Neil和Mayeda (1972)

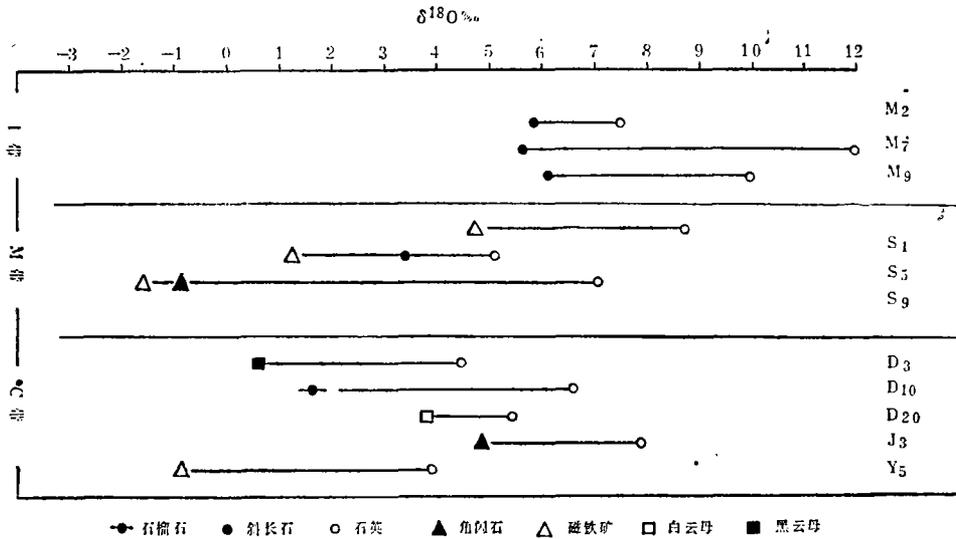


图3 长乐—南澳变质带矿物的氧同位素组成
Fig. 3 O-isotope of monmineral of the belt.

石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更加清楚的表明了三个变质级序的岩相带, 具有不同的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。C带的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均为5.7‰; M带 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐增加至7‰; 在I带的绿片岩, 更加明显, $\delta^{18}\text{O}$ 陡增至10‰(±)。其中变质火山岩凝灰岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 高达11.95‰, 与一般片岩类石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近。

这就表明随变质级序的降低, ^{18}O 同位素交换减弱形成由高级变质相的低 ^{18}O , 变到低级变质相的高 ^{18}O 。另外, 可能在叶腊石形成时, 保存了高岭石70%的 ^{18}O , 和矿物中钠的迁出, 形成无定形 SiO_2 , 随时间的变化形成石英, 其中也保存了大量的 ^{18}O , 构成富氧长英质带。

在自然平衡组合中, 石英总是最富 ^{18}O 的矿物, 而磁铁矿则是最贫 ^{18}O 的。长乐—南澳变质带中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低到了-4.96‰, 平均值为-2.505‰, 比一般变质岩中的磁铁矿都

低。这种贫 ^{18}O 的现象,当然首先应考虑受变质作用的影响。但变质影响不是唯一的,当研究同一剖面花岗片麻岩中的磁铁矿时(样品S1),其 $\delta^{18}\text{O}$ 却为正值(4.71‰),相对偏高这可能是继承了花岗岩的高 ^{18}O 值。

同时也注意到除石英之外,斜长石是最富集 ^{18}O 的矿物, $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围很狭窄,从3.37~6.06‰。引起 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化可能是斜长石系列端元之间的差异(O'Neil和Taylor,1967)。如样品S5为更长石,其 $\delta^{18}\text{O}$ 为3.37‰,而中长石则为5.26~6.06‰。斜长石除因端元组分差异而构成 ^{18}O 不同的富集程度之外,更重要的是受温度影响。如Q—P1温度为516℃, $\delta^{18}\text{O}$ 下降至3.37‰,当变质温度为170~300℃,斜长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 上升至5.62~6.06‰。

铁铝榴石的氧同位素测定。含石榴石的主岩 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为2.65及3.92‰。它们所含石榴石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值仅只1.64‰,共生石英 $\delta^{18}\text{O}$ 为6.5‰。Taylor和Coleman(1968)测定了加尼福尼亚变质泥质岩,硅线石—钾长石带的石榴石, $\delta^{18}\text{O}$ 值为8.2—9.6‰,Q—Mt对计算的温度分别为440—540°,530—585°,530—605°和800℃。Hoefs等(1969)对混合岩中铁铝榴石进行了氧同位素测定, $\delta^{18}\text{O}$ 值为9.0和9.8‰。阿尔卑斯变质岩中铁铝榴石的氧同位素比值 $\delta^{18}\text{O}$ 为5—6‰(Friedrichsen等,1973)。

很明显,长乐—南澳变质带的氧同位素比值低于上述变质地体中铁铝石榴石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。其石英—石榴石的变质温度为490℃,分馏系数 $\Delta=4.95$,变质水 $\delta^{18}\text{O}$ 为3.25‰。

在探讨分馏系数特征时,首先注意到了 Δ 石英—磁铁矿之间的 ^{18}O 平衡分馏。它表现出与温度有密切关联,随着变质温度的增加,分馏系数变小。同时,也显示出因为变质原岩不同,分馏系数的差异较大。如变质岩浆岩类的 Δ Q—Mt值都非常小;变质基性岩的 Δ Q—Am为3.08;变质花岗岩 Δ Q—Mt为4.00;变质流纹岩 Δ Q—P1为3.86。这里反映了不同类型的岩浆与一个氧贮体处于平衡时,便会产生从基性岩→花岗岩 ^{18}O 上升的顺序,因为富 SiO_2 的岩浆相对于贫 SiO_2 的岩浆来说,趋向于聚集 ^{18}O 。但是,随着温度上升, ^{18}O 的差异便逐渐缩小,因此平衡分馏也变小了。(图4)

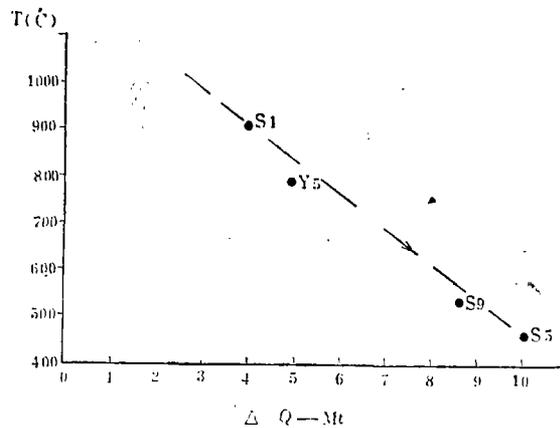


图4 长乐—南澳变质带 Δ Q—Mt的氧同位素分馏与温度的相关变异图

Fig. 4 Diagram of O-isotope of Δ Q—Mt versus temperature.

另外, 变质沉积岩的分馏系数相对较大, 特别是石英—磁铁矿之间的平衡分馏系数, 高达8.59~10.09。该分馏系数反映了富 ^{18}O 沉积岩受变质的特征。它对判别受变质原岩, 起着重要的指示作用。

3. 变质温度和变质水

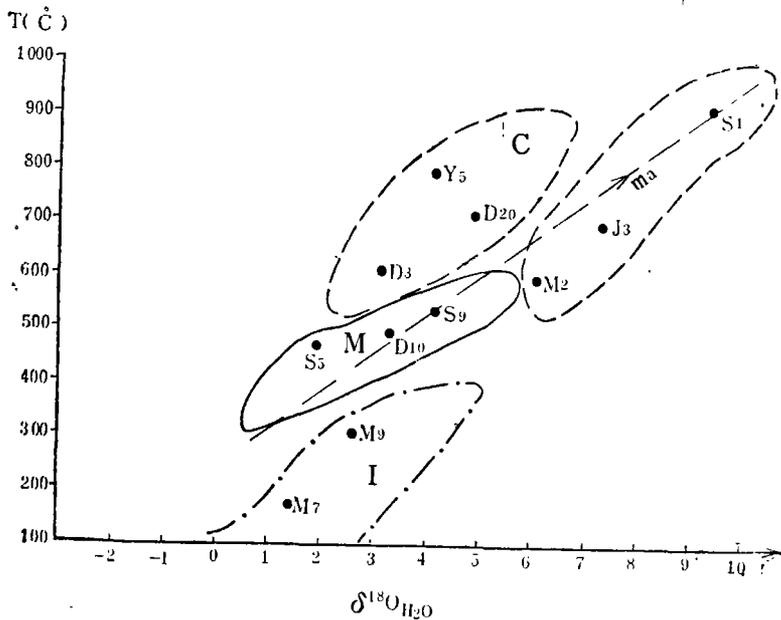
对该变质带不同岩相带氧同位素的研究表明, 变质泥质岩的地质温度, 大致可分成三个带: 高温型—C带, 硅线石—钾长石组合的变质温度在600—800°C之间。中温型—M带, 角闪石—斜长石共生组合的重结晶温度450°—550°C。低温型—I带, 以叶腊石—绢云母组合为特征, 它们的重结晶温度170—300°C。(表2)

表2 氧同位素测温与其它地质测温对比表
Tab. 2 Temperature measured with O-isotope against other temperature.

样品编号	共生矿物对	氧同位素 测温 T (°C)	共生矿物对	热力学地质 温度计 T (°C)	爆裂法 测定矿物	温度(I) T (°C)
F84D3	Q—BiO	606				
F84D10	Q—Gt	490	Gt—BiO	725		
F84D20	Q—mu	714				
F83j3	Q—Am	693	Am—Pl	540	Q	402
F84S1	Q—Mt	907			Q	614
F84S5	Q—Mt	490	Am—Pl	450	Q	578
	Q—Pl	510				
	Pl—Mt	491				
F84S9	Q—Mt	532	Am—Pl	550	Q	379
	Q—Am	344				
F84Y5	Q—Mt	792			Q	661
F84M2	Q—Pl	593				
F84M7	Q—Pl	170				
F84M9	Q—Pl	301			Pl	378

而变质岩浆岩类(ma区), 也在高温区内, 从600°C—910°C。似乎有这样的规律: 变质火山岩接近600°C, 变质基性岩700°C左右, 变质花岗岩910°C。它表明, 除变质条件、原岩成分不同, $\delta^{18}\text{O}$ 值有差异, 并通过它计算出的变质温度不尽一致外, 不同的共生矿物对之间也出现差别。如样品S5的Q—Mt=470°C; Q—Pl=516°C; Pl—Mt=491°C, 它们之间就出现近20°C的差别。(图5)

通过氧同位素测温结果与硅酸盐造岩矿物的地质温度计和直接测温的结果相比较, 反映了氧同位素计算的温度值比较稳定, 与矿物对地质温度计所求得温度值比较接近, 一般误差20—40°C左右。



C—C带；M—M带；I—I带；ma—岩浆岩类；

图5 长乐—南澳变质带变质温度与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 比值图

Fig. 5 Diagram of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ versus temperature.

在变质作用过程中与变质岩生成的变质水，在区域变质作用的较长时期内，矿物和水之间达到了同位素平衡。长乐—南澳变质带变质泥质岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=1.38\sim 4.9\%$ 之间。而变质岩浆岩类的变质水相对升高， $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 达 $7.23\sim 9.47\%$ ，其中的变质火山岩为 $4.01\sim 6.04\%$ 之间，变质基性岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=7.22\%$ ，尤以花岗片麻岩最高，达 9.46% 。但总的来说都偏低。

二、Sm—Nd同位素

稀土元素Sm、Nd是难熔的固体元素，具有很强的抗变质特性，可透过变质事件了解到变质以前的岩石形成真实年代。

1. 变质岩的Sm/Nd比值

考虑到 ^{147}Sm 的半衰期是 ^{87}Rb 半衰期的2倍， $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ 明显取决于Sm/Nd比值的变化（ ^{143}Nd 是 ^{147}Sm 经过衰变而成），预期这种变化是在热作用过程中发生的。所以该变质带因变质程度不同，稀土元素配分型式也相应的出现三种类型：高角闪岩相带—C带，Sm/Nd比值平均为0.175，该带变质基性岩的Sm/Nd为0.195，与碱性玄武岩的Sm/Nd值（夏威夷地区）近似，花岗片麻岩的Sm/Nd比值为0.16，而硅线石—钾长片麻岩和红柱石片麻岩的Sm/Nd比值分别为0.20和0.23，与变质砂岩、页岩相比相对富Sm；低角闪岩相带—M带的Sm/Nd比值平均为0.16；绿片岩相带—I带的变质流纹岩和火山凝灰岩的Sm/Nd比值，为0.14。表明由海岸向内陆Sm和Nd发生明显的配分变异。尽管三个岩相带的Sm/Nd比值有所变

化, 但都小于球粒陨石的平均值(0.319), 属于轻稀土富集型。

2. 变质带Sm—Nd稳定同位素

长乐—南澳变质带东山地区出露的变质岩剖面具有代表性, 从剖面底部至上部, 石榴石二云钾长片麻岩 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的比值为0.11443, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为0.512274; 矽线石二云钾长片麻岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的原子比增高至0.15759, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 原子比也增至0.512429。而变粒岩和浅粒岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的原子比介乎中间, 分别为0.13100和0.12260, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的原子比也一样。(表3)

表3 Nd同位素分析结果及模式年龄
Tab. 3 Rb-isotopic data.

样品编号	Sm (P. P. m)	Nd (P. P. m)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	MT (m·y)
F84D4	5.9	34.4	0.17	0.11443	0.512274	678.7
F84D10	1.6	9.1	0.176	0.15759	0.512429	822.7
F84D14	5.9	27.3	0.216	0.13100	0.512364	640.9
F84D17	3.3	16.6	0.198	0.12260	0.512312	675.3

从几个样品的Sm/Nd比值(0.17~0.216)的变化, 表明了轻稀土富集的岩石中Sm/Nd值低, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 随时间的推移迅速增大相对放慢。

3. 变质作用中的Nd同位素变化

关于长乐—南澳变质泥质岩的“真实”年龄, 一直是个争论问题。部分人认为该变质带的原岩全都是中生代以来的岩层; 另一部分人则认为既有中生代岩层, 亦有古生代及更老的地层遭受变质。

在已公布的同位素年龄值中, 数十个K—Ar、Rb—Sr法测得的数值, 表明有三期重要的热幕, 90~120, 165, 202m·y。Bor Ming jahn等(1976)在东南沿海所作的Rb—Sr研究: 金门花岗片麻岩的四个年龄值为98.1、95、94.2、90m·y, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始值为0.7065—0.7159; 马祖的二个片麻状花岗岩的年龄值为95.5、92.6m·y, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为0.70676。最近公布福清境内片麻状花岗闪长岩中的黑云角闪斜长变粒岩包体群的铷—锶全岩等时线结果, 一组为483m·y, 第二组为105m·y, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值分别为0.7003和0.7069。

东山冬古地区的变质岩用钾氩法所测的二个样品, 黑云母的年龄值为66.6m·y; 白云母为62.4m·y。Rb—Sr法全岩样年龄为202±21m·y。

而作者最近所作的东山苏峰山剖面的Sm—Nd等时线年龄为535±170.3m·y, 分模式年龄值: 样品D4, MT为678.7m·y; 样品D10, MT=822.7; 样品D14, MT=640.9m·y; 样品D17, MT=675.3m·y。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比值为0.511883(±0.000148), 四个点的直线相关系数R=0.975507。(表4, 图6)

根据这几个样品的稀土元素配分型式, 反映出轻稀土元素明显富集, Nd同位素的变化作为考察变质作用过程是很有利的。从 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值差别不大, 反映了它们形成的环境大致一致。所以Nd同位素比值构成的等时间, 代表了一个确定的时间事件。而这些岩石的Sr同

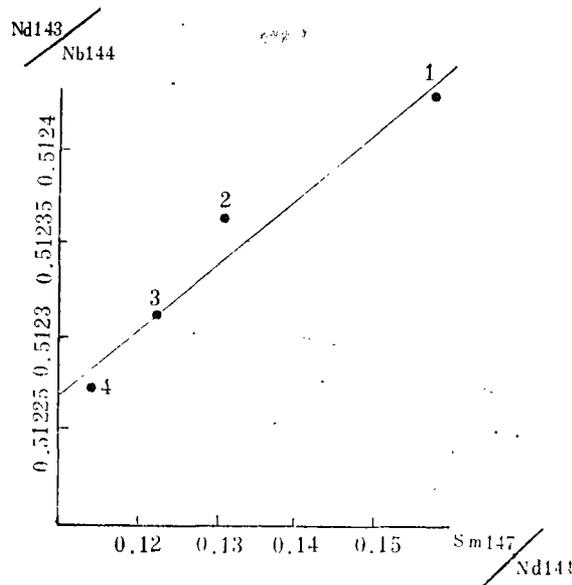
位素数据出现的离散, 以及Rb—Sr年龄的差别, 是这些岩石变质程度的记录, 而不是确定的时间事件。

因此, 可以认为, 长乐—南澳变质带自535m·y以来重要事件有: 近200m·y的印支期, 165m·y左右的早燕山期, 和120~90m·y的晚燕山期, 最后一期是85~65m·y晚燕山晚期——早喜山期, 它构成NE—NNE向的强烈形变, 和导致沿海白垩系火山岩及它以前的地层遭受变质。Sm—Nd同位素年龄值, 确认沿海变质岩系中有寒武系沉积地层遭受后期变质作用。

表4 长乐—南澳变质带的矿物和全岩的等时线年龄和初始 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Tab. 4 Isochronism diagram of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

样品号	地点	岩石类型	方法	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm 2\delta$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	年龄 (m·y)	资料来源
4001 ⁻⁹	东山冬古	条带状混合岩	K-Ar 黑云母			66.6	福建区测队
241 ⁻⁵	晋江唐公山	片麻状混合岩	Rb-Sr 等时线			97±2	福建区测队
	东山冬古	片岩	Rb-Sr 全岩			202±21	福建区测队
	福清县 沙浦	黑云角闪斜长 变粒岩包体	Rb-Sr 等时线	0.7003±0.003		483±21	杨泰铭 (地质报 85.11.29)
		变粒岩	Rb-Sr 等时线	0.7069±0.001		105±9	
K-1	金门	花岗片麻岩	Rb-Sr 等时线	0.7084±0.0001		95.0±2.0	Bor Ming jahn等 (1976)
K-2	金门	黑云母角闪石 片麻岩	Rb-Sr 等时线	0.7060		96.7	
K-3	金门	花岗片麻岩	Rb-Sr 等时线	0.7079±0.0005		109.2±7.0	
K-5	金门	花岗片麻岩	Rb-Sr 等时线	0.7159±0.0005		94.2±3.0	
K-6	金门	花岗片麻岩	Rb-Sr 等时线	0.7065±0.0007		98.1±12.4	
M-06	马祖	片麻状花岗岩	Rb-Sr 等时线	0.70676±0.00008		95.5±4.0	
MPK	马祖	片麻状花岗岩	Rb-Sr 等时线	0.70691±0.00003		92.6±2.0	
F84D- (4.10, 14.17)	东山 苏峰山	石榴二云钾 长片麻岩	Sm-Nd 等时线		0.511883±0.0001 148	535.3±170.3	本文作者 (1986)

图6 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 等时线图Fig. 6 Isochronism diagram of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

结 论

1. 长乐—南澳变质带的氧同位素变化, 随着变质程度不同, 出现强烈的分带性。变质岩浆岩相对于泥质变质岩具较富的 $\delta^{18}\text{O}$ 。其分带递增的规律, 单矿物石英、磁铁矿、斜长石等的 $\delta^{18}\text{O}$ 值就表现得更加明显。

2. 随着 ^{18}O 出现的强烈分带性, 不同变质相带的氧同位素所计算的温度也不同。C带为高温带 $600\sim 800^\circ\text{C}$, M带为中温带 $450\sim 550^\circ\text{C}$, I带为低温带 $170\sim 300^\circ\text{C}$ 。而变质岩浆岩高达 $600^\circ\sim 910^\circ\text{C}$ 。

同时, 该变质带的 $\Delta^{18}\text{O}$ 分馏系数, 则随温度的升高而变小。变质水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 却显示出相反的规律, 则随着温度的升高而变大, 呈现出正相关关系。

3. 长乐—南澳变质带的岩石, 普遍表现出贫 ^{18}O 的特征, 这种现象可能系变质原岩本身就贫 ^{18}O , 所以在相对封闭的环境中仍然继承了初始特征。另一方面, 表明变质程度较高, ^{18}O 交换强烈, 并有大量的贫 ^{18}O 液体参加, 造成贫氧。从石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值反映出这种贫化并非后期退变和循环水所造成。

4. Sm—Nd研究表明, Sm/Nd比值亦显示出带状分布。它们均小于球粒陨石的平均值0.319, 属轻稀土富集型。

东山变质岩的Nd同位素研究, 初始值为 0.511883 ± 0.000148 。

5. 通过Sm—Nd同位素等时线的年龄测定, 确认东山地区付变质岩的“真实”年龄值为 $535.3\text{m}\cdot\text{y}$ 。有三次较大热事件都在中生代。而长乐—南澳变质带的变质年龄为晚燕山晚期—早喜山期变质。

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值表明, 该区受变质岩石大多为硅铝质岩石。

6. 除上述第一次对长乐—南澳变质带进行系统稳定同位素研究, 获得大量变质成因、分带信息之外。还首次在该变质带中确定有寒武系古老沉积地层的存在。它将对探讨该区的基底地质和构造演化起着重要作用。

参 考 文 献

- [1] Borming Jahn, P.Y. Chen, T.R. Yen 1980中国东南部花岗岩Rb-Sr年龄及其大地构造意义. 国外地质, 6, 13—23.
- [2] De Paolo, D.J., and Wasserbury, G.J., 1976a, Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters 13, 5, 249—252.
- [3] Hornes, S. and Hoffer, E., 1979. Equilibrium relations of prograde metamorphic mineral assemblages. A stable isotopic study of rocks of the Damara orogen from Namibia. Contr. Miner. Petrol., 68, 377—389.
- [4] Javoy, M., 1977. Stable isotopes and geochemistry, J. geol. Soc. Lond., 133, 609—636.
- [5] O'Neil J. R. and Taylor H. P., 1967, The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. Am. Mineral, 52, 9—10, 1414—1437.
- [6] O'Neil, J.R., Shaw, S.E. and Flord, R.H., 1977, Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England Batholith, Australia, Contr. Min. Petrol., 62, 3, 313—328.
- [7] Pineau F., Javoy M., Hawkins J.W. and Craig H., 1976, oxygen isotope variations in marginal basin and ocean-bridge baselts. Earth Planet. Sci. Lett. 28, 3, 299—307.
- [8] Shieh, Y.N. and Schwarcz, H.P., 1974, Oxygen isotope studies of granites and migmatite, Grenville Province of Ontario, Canada. G.C.A., 38, 1, 21—25.
- [9] Taylor, H.P. and Coleman, R.G., 1968, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. Bull. Geol. Soc. Am. 79, 12, 1727—1756.

CHARACTERISTICS OF O AND Sm-Nd ISOTOPES WITHIN CHANGLE-NANAO METAMORPHIC BELT ALONG THE COAST IN FUJIAN PROVINCE

Xie Douke Guo Kunyi Zhao Liancai Lin Rongnan

(IGMR, Nanjing)

Abstract

This paper presents some significant information on age of the ori-

ginal rock, stable isotope composition and forming temperature of the metamorphic belt according to O and Sm-Nd isotopic data. Some conclusions are obtained as follows.

1. The metamorphic belt developed along the Changle-Nanao, coast zone of Fujian Province, falls into three lithofacies, i.e. high-grade metamorphic, transitional and low-grade metamorphic zone, according to their metamorphic grade and the variety of oxygen isotope compositions. The $\delta^{18}\text{O}$ values display an increase from 4.1‰ in high-grade metamorphic zone to 4.4‰ in transitional zone and 5.1‰ in low-grade metamorphic zone. Metamorphic igneous rocks are characterized markedly by its higher $\delta^{18}\text{O}$ values of 6.27–6.47‰. The gradational change of $\delta^{18}\text{O}$ values in quartz, plagioclase and magnetite is particularly obvious.

2. The temperatures of metamorphic zones calculated by oxygen isotopes show a significant distinction. It shows 600–800°C in high-grade metamorphic zone to 450–550°C in transitional zone and 170–300°C in Low-grade metamorphic zone and that of metamorphic igneous rock is about 600–910°C.

3. The rocks occurred in the metamorphic belt have lower $\delta^{18}\text{O}$ values, which is probably related to their feature of original rocks. Meanwhile, it may be expected that a large amount of lower $\delta^{18}\text{O}$ -bearing fluid join to the metamorphic process.

4. The results of Sm/Nd ratio are also different in each zone and less than average chondrite value and belong to the LREE enrichment type. A detailed study on ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) and ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) of metamorphic rocks within Dongshan area shows that atomic ratios are 0.512274–0.512429 and 0.11443–0.15759 respectively. The initial ratio of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ is 0.511883 ± 0.000148 .

5. It is confirmed that the age of parametamorphic rocks in Dongshan area is about 535.3Ma through Sm-Nd isotopic dating. There were three great thermal events occurred in periods of 200Ma, 165Ma and 120–90Ma. According to this, we think that the metamorphic process probably took place during late Yenshanian to early Himalayanian.

6. The initial ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of rocks from Dongshan area are 0.7065 and 0.511883 respectively, which shows that the primary rocks of metamorphic sequence are of sial origin.

7. In addition, in this paper it is first confirmed that there exist paleo-sedimental strata of Cambrian age in this metamorphic series. Which refutes the previous conclusion that original rocks of the metamorphic belt belong to Mesozoic.