

桂林冶金地质学院

译丛

第十辑

锡矿和金矿

1983年12月

目 录

第一部分 锡 矿 床

1. W—Wo—Cu和W—Sn—F矽卡岩类型的对比及与其有关的花岗岩类 (1)
2. 用多元分析法区分加拿大南新斯科舍的锡专属花岗岩和铀专属花岗岩 (15)
3. 塔斯马尼亚Maina氟—锡—钨(—铍—铊)皱纹矽卡岩的地质特征和成因(上) (28)
4. 花岗岩与工业脉状锡矿床的成因关系 (52)
5. 关于“葡萄牙帕纳斯凯拉锡—钨矿床的地质、流体包果体和稳定同位素的研究”
一文的讨论 (58)
6. 埃及东南沙漠米艾哈—邓加施地区锡、铌、铜和金矿化的地球化学勘查 (61)
7. 滨海区的深部构造及锡矿成因 (66)

第二部分 金 矿 床

8. 非洲南部太古代绿岩带和欧洲阿尔卑斯古生代超镁铁质杂岩等上地壳岩石中金的
分布：成矿意义和地球、化学意义 (72)
9. 变质岩中的金 (90)
10. 坂越大泊矿山的调查和开发 (94)
11. 论花岗岩类岩浆中金的来源 (104)
12. 金矿床的分类 (114)
13. 侵入岩和接触交代岩的辉石中的金 (115)
14. 维多利亚伍兹派因特岩墙群的岩墙中含金矿脉的演化 (125)
15. 一个含金的辉长—正长岩杂岩体 (139)

第三部分 其 他

16. 花岗岩系列与矿化作用 (143)
17. 陆地卫星多时间彩色合成 (147)
18. 矿田的立体地球化学制图方法 (153)
19. 对应分析在地球化学中的应用 (158)
20. 隔水边界附近大口径抽水井的标准曲线 (171)

W—Mo—Cu和W—Sn—F矽卡岩类型 的对比及与其有关的花岗岩类

T. A. P. Kwak和A. J. R. White

摘 要

交代钨矿床分为两种常见的类型：W—Mo—Cu型产于氧化的($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 通常 >1.0)矽卡岩中，而W—Sn—F型产于还原的($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 通常 <1.0)矽卡岩中。上述两种类型分别与氧化的“Ⅰ型”花岗岩类和还原的“A型”花岗岩类有关。在W—Mo—Cu型矽卡岩中，矿液与 f_{O_2} 低的围岩相互反应和（或）经历了后来热液蚀变作用的叠加，可导致较低的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ，但矽卡岩主要成矿作用的特征仍可保留下来。世界上大多数最大的钨矿床为W—Mo—Cu型矽卡岩，而W—Sn—F型矽卡岩往往规模有限，且常与其它的W—Sn—F矿化作用类型如石英脉型和云英岩型有关。

一、前 言

某些矿床类型的特征与特殊的深成岩类型有关，而在有些情况下，则与火山岩有关。例如，斑岩铜矿就与富钙的“Ⅰ型”花岗岩类有关（Chappell和White, 1974; Burnham和Ohmoto, 1980），而此“Ⅰ型”花岗岩类或多或少与石原（1977）的“磁铁矿系列”花岗闪长岩和石英二长岩相当。另一方面，包括斑岩锡矿在内的锡矿床则与S型（White等, 1977）或A型（Loiselle和Wones, 1979; Collins等, 1982）之类的更富还原性的花岗岩类（Ishihara, 1980; Burnham和Ohmoto, 1980）有关。日本（Ishihara, 1980）澳大利亚（Kwak等, 1981）以及其它地区的钨矿床也与不同的花岗岩类型有关。在这些原生的高温矿床的每一特征中，仅部分地由于在深成活动的衰歇期（Waning Stages）甚或更晚，来自岩浆热液和来自大气的热液相混合而产生的热液蚀变晕，使之模糊不清。这就意味着主要矿化作用与火成岩类型仍可能有相互关系。

本文把注意力限于与花岗岩类密切相关的矽卡岩型钨矿床上。主要锡矿床几乎全与还原的（低 f_{O_2} ）的花岗岩类有关，该花岗岩类常有极高含量的钨（和氟）。然而，相反的情况并不存在。只有某些钨矿床伴有高含量的锡和氟，而其它钨矿床则没有锡，也很少或没有氟。本文的目的就是讨论这种二分法，并说明与这种花岗岩类伴生的一些矿床的氧化态（ f_{O_2} ）这样的重要参数。

二、矽卡岩类型描述

矽卡岩一般可分为两种主要类型(Kwak和Askins, 1981a)。“变质的”矽卡岩为区域变质作用或接触变质作用时碳酸盐单元与硅质的单元反应所形成的;“矿石”矽卡岩是由碳酸盐单元与往往但并不是全是同火成岩侵入体有关的特殊溶液所交代而形成的。本文中,“矽卡岩”这一术语指的是矿石矽卡岩,而不考虑硅酸盐或镁硅酸盐矿物(需要给矽卡岩下定义时应有严格的意义)是否是主要的。两种钨矿床类型在日本以前已被识别出来(如Sato, 1977, 1981)。这里的两种类型称为W—Mo—Cu型和W—Sn—F型,本次研究和表1及表2的对比并对它们进行了解释,实例则列于表3中。

W—Mo—Cu(—Au) 矽卡岩

世界各地这种类型的矽卡岩具有很大的相似性。W—Mo—Cu型的I阶段(主要的)矽卡岩由石榴石+辉石+石英+富钼白钨矿(Ia阶段)组成,最靠近常由花岗岩类所成的溶液源地,在许多实例中,硅灰石+符山石+富钼白钨矿±交代前的透辉石±交代前的钙铝榴石±氟石(Ib阶段),最靠近矽卡岩——碳酸盐岩交界处(如墨西哥San Antonio矿山, Dunne, 1980; 澳大利亚King Island一号矿床, Kwak, 1978a; 美国Pine Creek, Brown, 1979; 以及国美Osgood Mtns的许多实例, Taylor, 1976)。也有辉石(±石榴石±钙长石)交代某些边缘的角岩产出(如Large, 1971; Kwak, 1978a)。Ib阶段矽卡岩型在体积上通常是较小的,被Ia矽卡岩型前进式地交代而作为花岗岩类向外推进的主要交代作用(参阅Dunne, 1980, 图6)。

Ia阶段矽卡岩中的石榴石在体积上常是主要的,而且可能是富钙铁榴石(如Kwak和Tan, 1981a)富钙铝榴石(Newberry, 1979)或富铁铝榴石(Dick和Hodgson, 1979)。石榴石的组分分带可由核心的富钙铁榴石到边缘的富钙铝榴石(澳大利亚King Island的Dolphin矿床, Kwak和Tan, 1981a)或者较常见的是核心富钙铝榴石(美国内华达山脉的12个实例, Newberry, 1979)。这两种方式的分带可产于单一的矿床中(澳大利亚King Island 1号矿床, Kwak, 1978b),表明来自矿化溶液中的铁和来自溶液中的铝,或者,更可能的是来自溶液与含铝围岩交换反应析出铝的有效性。

辉石一般是富钙铁辉石,常呈边缘更富铁的带状(Kwak和Tan, 1981a; Kwak, 1978b)。辉石和石榴石在Ia阶段中通常是同时结晶的,可是,富钼白钨矿是在有些石榴石+钙铁辉石矽卡岩形成之后才形成的(如Collins, 1979; Kwak和Tan, 1981a)。白钨矿呈带状,其单个颗粒核心含钼最高而到边缘含钼较低。白钨矿中钼的含量通常也随着远离矽卡岩—侵入体接触处而减低(Kwak和Tan, 1981a),正如佐藤(1980)所论述的,可能反映了氧逸度(f_{O_2})的降低。

这就表明Ib阶段的矽卡岩与Ia阶段的矽卡岩属于同期形成的,因为Ib阶段具有(a)高钼白钨矿和(b)在符山石之类的矿物中含富盐的高温流体包体(Kwak, 1978b, 图版2)。Ib阶段矽卡岩通常是但又不总是存在的,这可用 μSiO_2 — μCO_2 和 μCaO 区的溶液组分所得出的轨迹来解释(参阅Kwak, 1978b, 第962页的解释)。

不同的W—Mo—Cu和W—Sn—F矽卡岩类型中矿物分带、
钨矿物和结构类型综合表

表 1

	W—Mo—Cu型	W—Sn—F型
结构类型	粒状到块状	可以是粒状的，但也有扩散层（高F）“皱纹”出现
主要的（Ia阶段） 矿物组合	（“接触岩”）常为钙铁榴石—钙铝榴石+钙铁辉石—透辉石+石英+富钼白钨矿，磁铁矿（稀少）； 高的 Fe^{3+}/Fe^{2+} （ >1 ）； 硅灰石通常不存在。	磁铁矿+氟石+富铁和富F的符山石±钛铁矿±贫钼白钨矿±锡石±石英±钾长石±菱铁矿±铍榴石—日光榴石±闪锌矿±兰电气石。 低的 Fe^{3+}/Fe^{2+} （ $\ll 1$ ）。
主要的（Ib阶段） 矿物组合	硅灰石+符山石+含钼白钨矿+石榴石+氟石±交代前的透辉石和钙铝榴石； 中等到高的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 。	含锡和钛的钙铁榴石+含铁辉石+富铁和富氟的符山石±梢石+白钨矿；叠加在矽卡岩上面常富硼；高的 Fe^{3+}/Fe^{2+} （ >1 ）； 石英通常不存在。
高温的（ $\sim 350^{\circ}$ — $450^{\circ}C$ ）（IIa阶段） 矿物组合	铁绿钠闪石+绿帘石+方解石+石英+磁黄铁矿+黄铜矿±梢*石±黄铁矿+贫钼白钨矿+辉钼矿±氧化铁±辉铋矿±方铅矿±闪锌矿； 低的 Fe^{3+}/Fe^{2+} （ $\ll 1$ ）。	富氟（常富锡）铁绿钠闪石+绿帘石+方解石+（常富锡）梢石+闪锌矿+氟石+磁黄铁矿±黄铁矿±方解石±（常富锡）硅铁灰石±黄铜矿±辉铋矿（等）； 低的 Fe^{3+}/Fe^{2+} （ $\ll 1$ ）。
中温的（IIb阶段） 矿物组合	富铁黑云母±黄铁矿±斜长石±方解石±磁黄铁矿±低钼白钨矿±绿帘石。	富铁和富氟的黑云母+氟石±钛铁矿±方解石。
低温的（IIc阶段） 矿物组合	黑硬绿泥石（稀少）+绿泥石+赤铁矿。	富氟黑硬绿泥石+绿泥石+赤铁矿。
较低温的（IId阶段） 矿物组合	钙沸石	富氟和富钙的沸石，鱼眼石。
主要的高温矿物组合分带	Ia阶段矿物组合→大理岩—矽卡岩交界面上的Ib阶段矿物组合（当Ib阶段存在时）。	Ia阶段矿物组合被Ib阶段矿物组合覆盖着；Ib矿物组合产于Ia矿物组合中。

注：梢*字应是楮字，因排版困难而用梢字代替，下文同——译者。

(续表 1)

有关Ⅱ阶段（蚀变）矿物组合分带	在Ⅰ阶段矿物组合之后，不同的Ⅱ阶段矿物组合的各种组合。由侵入体—矽卡岩接触处向外或从最远离侵入体由矽卡岩与大理岩接触处向内常为Ⅱd阶段→Ⅱa阶段。	正如W—Mo—Cu型的分带，贱金属+Au、Ag矿物组合常在矽卡岩的外边和（或）有关断裂带的外边。
钨矿物	矽卡岩和有关脉型矿床中，实际上白钨矿普遍存在；有Ⅰ阶段矽卡岩的白钨矿和Ⅱ阶段的低钼白钨矿（+MoS ₂ ）。	主要是矽卡岩中的白钨矿，但在伴生脉型和云英岩等中，主要是兼有少量白钨矿的黑钨矿。通常为低钼白钨矿。

表 2

W—Mo—Cu型和W—Sn—F型矽卡岩的其它一般特征的对比

	W—Mo—Cu型	W—Sn—F型
出现的特征元素	Mo, Cu, (Au), (Bi), (Pb), (Zn)。	Sn, F, Be, U, 稀有元素, Zn, Mo, Cd, In, Pb, (Au), (Ag)。
钨与其它元素的比值（除Fe, Ti和Mn外）	W : Cu = >7 : 1; W : Mo >3 : 1钨与其它金属比值很低。	金属比值极其变化的。
热液流体中主要组分（据流包体测定）	NaCl > KCl CaCl ₂ ≈ NaCl, 在有关矿床中可能是高的 CaSO ₄ < KCl 氯化铁稀少。	KCl > NaCl CaCl ₂ 在矽卡岩中是高的，而在有关矿床中可能是低的 无矽卡岩出现。
形成时的渗透性	最初产生主要的和次要的断层，但由于Ca—Fe矿物溶解形成CaCO ₃ 溶液，出现“孔洞”也是重要的。	大部分产生主要和次要断层和断裂，结晶的（主要的）氟矿物“填塞”早期断裂中，“皱纹”型中流体的超压，重新出现再断裂。
可能形成的深度	> 2 公里	常是浅的 < 3 公里

(续表 2)

伴生的花岗岩	较氧化的花岗闪长岩或石英二长岩(高钙的)“I型”花岗岩或“磁铁矿系列”。	较还原的(浅色)二长花岗岩或花岗岩(低钙)“A型”或“S型”花岗岩或“钛铁矿系列”。
花岗岩的蚀变作用	云英岩化作用几乎不存在,碳酸盐+石英+钾长石+透辉石+方柱石的内矽卡岩(常有2米宽)。电气石稀少,黄玉不存在。	常有兰色带状电气石、黄玉和氟一多硅白云母,固定出现不同程度的云英岩化作用。内矽卡岩可能是碳酸盐+氟石±黄铁矿+氟一多硅白云母。 围岩的电气石蚀变常见。
与矽卡岩伴生的矿化类型	矽卡岩常有W—Mo—Cu矿化作用;伴生含钨伟晶岩少见;细晶岩常见;出现横切的低钼白钨矿、石英“张裂隙”脉。	W—Sn—F矿化作用出现在脉中,大量“燧石岩”。石英和富氟石英岩管、石英网脉状、云英岩和稀少块状硫化物充填在角砾岩带中。
横切矽卡岩矿脉的特性(当其存在时)	矿脉一般宽到0.5米,含有低钼白钨矿、钾长石、辉钼矿、黄铁矿。	矿脉宽2米,含有黑钨矿±少量低钼白钨矿±闪锌矿±方铅矿±黄铁矿±绿柱石±辉铋矿±自然铋±黄玉±含铅的硫酸盐矿物±辉钼矿±氟石。
被交代的碳酸盐	常为方解石大理岩,白云石大理岩是少见的。	方解石大理岩或白云石大理岩均可被交代。
与矽卡岩接触处角岩的交代作用	约为纯的辉石岩到辉石—石榴石矿物组合;含有异带高的钨和钼。	辉石±石榴石±符山石矿物组合有异常高的F、Sn、W等。

表 3

两种砂卡岩类型具有代表性的实例

W—Mo—Cu型砂卡岩

美国加利福尼亚Pine Creek矿山	石英二长岩	Bateman等, 1956
美国加利福尼亚Little Egypt勘探区	石英二长岩	" " "
美国加利福尼亚Marble Tungsten矿山	石英二长岩	" " "
美国加利福尼亚Munsinger勘探区	石英二长岩	" " "
美国加利福尼亚Hanging Valley矿山	石英二长岩	" " "
美国加利福尼亚Granite Creek矿山	花岗闪长岩	Taylor, 1976
美国加利福尼亚Tip Top矿山	花岗闪长岩	" "
美国加利福尼亚Mountain King矿山	花岗闪长岩	" "
澳大利亚新南威尔士Attunga矿床	石英二长岩	Love, 1969
澳大利亚塔斯马尼亚King Island矿床	花岗闪长岩	Edwards等, 1956
加拿大育空Mac Tung矿床		Kwak, 1978a,b
加拿大育空Lened勘探区	石英二长岩	Blusson等, 1968
加拿大育空Bailey勘探区	花岗闪长岩	Dawson和Dick, 1978
加拿大育空Mac Tung }	花岗闪长岩或	Dawson和Dick, 1978
加拿大育空Can Tung }	石英二长岩 }	
加拿大育空Mid Nite矿床	石英二长岩	" " "
澳大利亚新南威尔士Yetholme	?	Kwak(正在进行研究)
Pappas 勘探区	花岗闪长岩	Morgan, 1975
Hardpoint 勘探区	花岗闪长岩	" "
Scheelore 矿山	花岗闪长岩	" "
McGee LaKes 区	花岗闪长岩	" "

W—Sn—F型砂卡岩

澳大利亚新南威尔士 Rye Park	云英岩化花岗岩	Herzbeger, 1974
澳大利亚塔斯马尼亚 Moine	云英岩化花岗岩	Kwak和Askins, 1981b
澳大利亚昆士兰 Mt. Garnet	云英岩化花岗岩	Brown 1982
澳大利亚塔斯马尼亚 Mt. Lindsay	云英岩化花岗岩	Jessop, 1969;
		Kwak, 1981
澳大利亚北部地方 Molyhill	黑云母花岗岩	Barracough, 1979
澳大利亚北部地方 Kara	黑云母花岗岩	Wolff, 1978
美国新墨西哥 Iron Mtn	细晶质花岗	Jahns, 1944
	岩到流纹岩	
美国阿拉斯加 Lost River	斑状花岗岩	Sainsbury, 1964
	和流纹岩脉	
澳大利亚昆士兰 Pinnacles	云英岩化花岗岩	Cooper, 1979

Ⅱa 阶段蚀变的叠加现象(参阅表1)在矽卡岩中的任何地段均可产生,这主要取决于矽卡岩的渗透性,包括由断层所引起的渗透性,但通常出现于矽卡岩的周围,靠近矽卡岩—大理岩接触带(如澳大利亚King Island 1号矿床, Kwak, 1978a; 美国Black Rock 矿山, R. Newberry 个人通讯, 1979) 或最靠近侵入体与矽卡岩接触带(如美国 Strawberry 矿山, Nogkleberg, 1970; 以及 Pine Creek 矿山的一部分, R. Prosner, 个人通讯, 1979) 更为常见, Ⅱa 阶段蚀变一般是不完全的, 故“环带”状石榴石具有绿帘石+方解石的核心, 而铁绿钠闪石+方解石+石英组合常呈辉石假象。高钼白钨矿仅作为未蚀变的石榴石和辉石的皮壳状(Armoured)残余物, 其余白钨矿是低钼的, 与辉钼矿伴生。

当出现Ⅱb 阶段蚀变(参阅表1)时, 它产生并靠近晚期的断裂带(加拿大MacTung 矿山, Dick 和 Hodgson, 1979; 墨西哥 San Antonio 矿山, Dunne, 1980), 常切穿Ⅱa 阶段的蚀变。Ⅱ(c)和Ⅱ(d)阶段蚀变断续地见于晚期断裂中。这些矽卡岩中的黑钨矿(钨铁矿)是少见的; 当晚期Ⅱ阶段蚀变时(Dick 和 Hodgson, 1979) 白钨矿的蚀变是唯一能识出的。

在W—Mo—Cu矽卡岩中, 高品位钨矿石一般出现在(a)距溶液源地最远, 常靠近矽卡岩—大理岩接触处, 和(b)产于Ⅱ阶段(常为Ⅱa阶段)的矿物组合中。在上述(a)中高含量的钨以矽卡岩—大理岩接触处的凸出部位为最高(如美国Pine Creek)或者是两种溶液来源均存在(如澳大利亚King Island的Dolphin矿山的北面边界和矽卡岩—花岗岩类岩石接触处, 据G. Brown, 个人通讯, 1981)。在两源地之间, 则为正弦曲线状分布的高品位值。

下面的模式所表示的是最靠近矽卡岩—大理岩接触处Ⅱa阶段白钨矿的富集作用。富氯化铁, 低PH的(酸性的)溶液在岩浆温度下与最靠近花岗岩类接触处的大理岩发生反应, 从而沉淀出高钼白钨矿和钙铁硅酸盐矿物。对于每一克分子钙铁硅酸盐矿物来说, 因为 $\text{CaCl}_2 + \text{CO}_2$ 同时产生, 至少引起两克分子的碳酸盐反应(Kwak 和 Tan, 1981b)。这就使新的溶液继续扩大而进入正在演化中的矽卡岩内, 直到全部碳酸盐反应完毕为止。初始溶液在到达演化中的矽卡岩之前, 在PH低的情况下对于钨来说可能是不饱和的, 可是, 当新的溶液扩大而进入矽卡岩时, 在近中性的PH值时所沉淀的先成的高钼白钨矿, 此时就部分地被溶解了。在此蚀变后, 低PH溶液与大理岩反应, 几乎可使所有的钨都发生沉淀。应用此法, 钨逐渐向外移动到矽卡岩—大理岩接触带, 按此类似的方法, 可应用于冶金学上的区域提纯(Zone refining)方面。

在Ⅱ阶段蚀变时, 高钼白钨矿(Ⅱ阶段)也可能溶解和再沉淀(Kwak 和 Tan, 1981a), 以低钼白钨矿($+ \text{MoS}_2$)的形式发生, 因而在墨西哥 San Antonio 矿山(Dunne, 1980) 白钨矿由Ⅱ阶段到Ⅱa和Ⅱb阶段, 按Ⅱa阶段的矿石品位, 其体积的变化为3:5:1。

W—Sn—F矽卡岩

此种类型矽卡岩比W—Mo—Cu类型变化更大, 通常伴有范围广泛的其它类型钨矿床(表2), 它们一般不形成大型矿床, 但可能甚富而具有经济价值(如澳大利亚塔斯马尼亚的Kara矿床, Wolff, 1978)。W—Sn—F矽卡岩具有(1)由粒状到块状, 或(2)有与扩

散有关的明显“皱纹”(“Wrigglite”)层(参阅Kwak和Askins, 1981a)。在上述两种型式, 主要矿物(Ia阶段)是磁铁矿+含铁和氟的符山石, 但在“皱纹”型中则有大量的氟石±氟镁石(MgF_2)。Ia阶段矽卡岩也可有白钨矿(低钼的)±钛铁矿±锡石±菱铁矿±钾长石±石英±石榴石。

扩散层(“皱纹”)的变化(参阅Kwak和Askins, 1981a,b; Jahns, 1944)通常由厚约250毫微米的以富铁层为主的富氟矿物和贫氟矿物的互层组成。在这种类型的W—Sn—F矽卡岩中, 氟石±氟镁石总是很多的, 常占总氟量的9%(重量)以上, 往往高达20%(重量)。Be、Li、B和Sn也很高, 很象粒状矽卡岩, 而层状(“皱纹”)矽卡岩常含有不成层的粒状物, 在其周围则为Ib阶段(参阅表1)的矽卡岩。“皱纹”矽卡岩比粒状矽卡岩可能是在地壳的较高部位形成的, 也可能是在该体系活性汽化(Active boiling)时产生的(参阅Kwak和Askins, 1981b)。

主要Ib阶段矽卡岩通常由更被氧化的矿物组合(富锡和富钛的)钙铁榴石+含氟、铁的符山石±钙铁辉石±低钼白钨矿±榍石(参阅Sato, 1977)组成。它围绕Ia阶段矽卡岩呈外壳产出; 或产于Ia阶段矽卡岩内; 或者产于花岗岩与Ia阶段矽卡岩间的接触带。与W—Mo—Cu型矽卡岩I阶段的关系不同, Ib阶段矽卡岩的数量常大于Ia阶段矽卡岩的数量。

第II阶段主要的W—Sn—F型矽卡岩的蚀变产物类似于W—Mo—Cu型矽卡岩的蚀变产物, 所不同的是: (a) 出现较大范围的硫化矿物; (b) 与出现于W—Mo—Cu型中者相较, $Zn + Cd(+In)$ 往往较高, 而 $Cu(\pm Au)$ 则较低(如澳大利亚Moina, Kwak和Askins, 1981b); (c) 许多晚期含水硅酸盐如铁绿钠闪石是富锡和富氟的; (d) 可出现明显的富氟矿物如鱼眼石之类。

在富磁铁矿矿物组合产出的地段(如塔斯马尼亚的Kara, Wolff, 1978; 新墨西哥的Iron Mountain, Jahns, 1944; 澳大利亚的Molyhill, Barraclough, 1979), 靠近矽卡岩—大理岩接触带(如澳大利亚的Mt. Garnet, Brown, 1982), 或距花岗岩—矽卡岩接触带一定的距离内(如Kara矿床, Wolff, 1978), 钨含量是最高的。最靠近花岗岩类的为钨, 向外则为锡, 而到矽卡岩边部则为贱金属(Zn, Pb, Cu), 从而构成了良好的分带型式。

三、花岗岩类型的特征

最近十年来已认识到花岗岩类间的化学成分变化, 在产生部分熔融的地段可用不同源岩的差异性作最恰当的解释, 因此, 可能有无数的原生花岗岩类岩浆。查佩尔和怀特(1974)首先确定了两种类别的花岗岩类型, 这两种花岗岩类型来自经历过沉积旋回的源岩(“S”型)和来自真正火成的源岩(“I”型)。随后, 若干其它的类型也已被确定了; 如“A”型(Loiselle和Wones, 1979; Collins等, 1982)和“M”型(White, 1979)。

I型花岗岩类: 其成分范围由花岗岩经二长花岗岩到花岗闪长岩和英云闪长岩, 在某些地区可到石英二长岩, 其中, 主要是介于花岗闪长岩与二长花岗岩之间的岩石。

对任一给定的 SiO_2 数值, I型花岗岩类具有较高的钙、钠和铯含量, 因为在源岩未遭受

沉积旋迴时, 这些元素不曾被优先地从风化的源岩长石中移去。 $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ 通常甚低, 因而角闪石是一种标准矿物。然而, 长英质的 I 型花岗岩类通常以黑云母为唯一的铁镁矿物, 有些已分馏的 I 型花岗岩类是过铝的, 结果形成白云母或石榴石以及黑云母。这些分馏型花岗岩类保留了其较高的 Na/K 比值, 大多数 I 型花岗岩含有少量的稍石 + 磁铁矿的矿物组合, 但有些 I 型则更富还原性, 并含钛铁矿而不含磁铁矿。

S 型花岗岩类: 其成分范围由花岗岩经二长花岗岩到花岗闪长岩和稀少的英云闪长岩, 但决不是石英二长岩, 因为与其它类型相较石英比长石更多。象 I 型一样, 大多数 S 型花岗岩类在矿物成分上也是介于二长花岗岩和花岗闪长岩之间的。因为钾含量高是由丰富的黑云母所供给的, 而不是由长石供给的, 故 K/Na 比值高并不意味着花岗岩多是 S 型的。

S 型以其 Na 、 Ca 和 Sr 的含量低和 K/Na 比值及 $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ 比值高为特征。这是由于 Na 、 Ca 和 Sr 在风化旋迴中长石分解而由源岩中被移去所致, 而铝和钾则成伊利石而保留下来。故花岗岩类“是其源岩的影象”(“Image their Source”) (Chappell, 1979)。

M 型花岗岩类 (怀特, 1979): 由花岗闪长岩到英云闪长岩和浅色英云闪长岩或浅色石英闪长岩 (Trondijhemites)。富长英质的 M 型通常是花岗闪长岩。典型的实例见于南加利福尼亚岩基中 (Larson, 1948)。岛弧的斜长花岗岩和太古代花岗岩也具有相似的特征。

M 型以其 K/Na 比极低、 K/Si 比低和钙含量高 (相对 $Na + K$ 来说) 为特征。这些化学成分特点意味着斜长石相对于钾长石来说是较多的, 所以主要岩石是英云闪长岩或浅色石英闪长岩, 而角闪石在大多数岩石中则是一种重要的铁镁矿物。

M 型的源岩一定是低钾和高钙的, 故玄武岩很象是一种备选物。按照板块构造模式, M 型是由于“俯冲”板块的部分熔融而形成的, 该俯冲板块系进入地幔而消亡。

象 I 型一样, 大多数 M 型是相对地被氧化了的, 常具有作为常见次要相的稍石 + 磁铁矿。因其钙高、 f_{O_2} 高而含少量黑云母, 稍石常是主要含钛相的矿物, 故在许多岩石中稍石和大量的。可是, 有些 M 型是还原的, 其中含钛铁矿而不含稍石 + 磁铁矿。

磁铁矿 (+ Cu) 矽卡岩均与这些岩石伴生。

A 型花岗岩类: 大多数为长英质类型, 由碱性花岗岩 (过碱性的, 含有霓石和 (或) 钠闪石) 经黑云母花岗岩 (严格意义) 到黑云母二长花岗岩的范围。此类型的黑云母花岗岩有些是过铝的。主要的 A 型花岗岩类为黑云母花岗岩。在已被研究过的所有地区, A 型侵入到先成的花岗岩和 (或) 变质杂岩中, 而且许多 A 型位于大陆裂谷带中 (Loiselle 和 Wones, 1979)。

A 型花岗岩均系低钙、而 $Na + K$ 高的, 故隶属于“碱性类型”。它的特征是 Ga 、 Nb 、 Zr 及除 Eu 以外的稀土之类的阳离子电荷浓度高, 它们贫于以 F 为主的挥发分。黑云母是一种氟一羟铁云母, 通常富含 Zn 和 Sn , 产于晚期的结晶顺序中 (Collins 等, 1982)。在氟一羟铁云母结晶作用的晚期阶段, 许多氟的有效移动意味着在结晶作用的最后阶段的固相线下, 仍有富水的挥发分被释放出来 (Collins 等, 1982), 若富氟矿床来自此类型的花岗岩类, 则氟主要是来自晚期黑云母的蚀变, 且通常出现广泛的云英岩化作用。有些 A 型花岗岩

岩含有少量的铁橄榄石和磁铁矿。这就表明：源岩是I型或S型岩浆形成之后剩余的残留物。W—Sn—F砂卡岩常与A型花岗岩类伴生。

石原(1977)根据磁铁矿存在与否确定了磁铁矿系列花岗岩和钛铁矿系列花岗岩。钛铁矿系列花岗岩类岩石在日本规定为少于0.1%(体积)的不透明矿物,其中钛铁矿始终是见到的。这两种花岗岩类型可用不同的磁化率加以区别:磁铁矿系列岩石的磁化率大于 $100 \times 10^{-8} \text{ e.m.} \mu/\text{g}^*$,而钛铁矿系列岩石则低于 $100 \times 10^{-8} \text{ e.m.} \mu/\text{g}$ (高桥等,1980),虽然,广义地说,这概念在日本已被认为是很有用的,但是尚有争论:若一种花岗岩类岩石含有极少量的磁铁矿,并具有相当低的磁化率,那么把它称为钛铁矿系列岩石是不适当的。I型花岗岩和S型花岗岩不能直接分别等于磁铁矿系列和钛铁矿系列(高桥等,1980)。

四、讨 论

“在发生二次汽化之前,岩浆中的 f_{O_2} 大部分是由岩浆中的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值确定的,而此岩浆与这种大范围源岩类型是相关的”(Burnham和Ohmoto,1980,第6页)。这就表明岩浆的 f_{O_2} 是由大于QFM缓冲剂曲线的火成岩(I型源岩)的部分熔融产生的(Carmichael等1974)。矿物组合为稍石+磁铁矿的I型和M型花岗岩是在最高的 f_{O_2} 下结晶的(上述钛铁矿+磁铁矿+稍石+辉石为Wones(1981)的缓冲剂),而含有钛铁矿+磁铁矿或仅含钛铁矿的花岗岩类是在较低的 f_{O_2} 下结晶的。另一方面,由含碳同变质沉积物局部熔融作用而生成的花岗岩类则低于QFM缓冲剂,在岩浆温度下,它们的 CO_2/CH_4 逸度和克分子数比近乎一个单位(Ohmoto和Kerrick,1977)。这种含磁铁矿的稀有S型花岗岩有较高的 f_{O_2} 值。

人们很少知道A型花岗岩类的 f_{O_2} 值,但其中产于某些A型花岗岩中主要的铁橄榄石+磁铁矿+石英的 f_{O_2} 则已确定了(Collins等,1982)。在有些砂卡岩中(Lindsay山矿床,Kwak,1981),从共存的主要钛铁矿+磁铁矿的化学分析结果看,当近乎 500°C 时其 f_{O_2} 值约为 10^{-27} ,而周围的变质沉积物,其 f_{O_2} 值则较高。这就表示:来自A型花岗岩类(和该花岗岩类本身)的有关的成矿溶液具有极低的 f_{O_2} 值。Garnet山附近在磁铁矿+符山石+白钨矿砂卡岩下面A型花岗岩的石英斑晶中的原生液包体(Brown,1982),初始熔融温度约为 -64°C ,而充填温度大于 600°C ,说明存在着许多 CH_4 ,来自A型花岗岩的液包体在 CH_4/CO_2 缓冲剂曲线上下。这就表明:在岩浆温度下A型花岗岩的 f_{O_2} 值可高到QFM缓冲剂曲线,也可低到或低于 CH_4/CO_2 缓冲剂曲线。这种花岗岩类型在 $\text{Log}f_{\text{O}_2}$ —温度上的近似位置如图1所示。

未蚀变花岗岩类的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 总的化学比值是与结晶时或结晶前的 f_{O_2} 有关。澳大利亚东南部科修斯科岩基的I型深成岩体, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (克分子的)比值约为0.47(20个I型的平均值,Hine等,1978)而S型的约为0.22(20个S型的平均值,Hine等,1978),然而,有些数值是重叠的。因岩浆期后蚀变作用在这些岩石中非常普遍,故A型的比值是不易知道的。可是,Moina(Kwak和Askins,1981b)和Garnet山(Brown,1982)伴生砂卡岩

* $\text{e.m.} \mu/\text{g}$ 为电磁单位/克——译者注。

的A型花岗岩没有测出 Fe^{3+} 的存在,而在其它实例中(Mumbulla岩套, Collins等, 1982) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值可高到0.38。Mumbulla岩套也有蚀变现象。

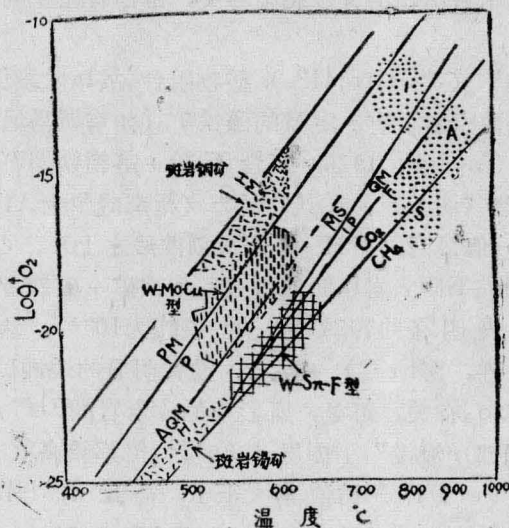


图1 根据 Log fO_2 和温度确定的 W—Mo—Cu 型与 W—Sn—F 型矿床以及花岗岩类型之间的关系。缓冲剂曲线如下: H—M 赤铁矿—磁铁矿; PMP 黄铁矿—磁铁矿—磁黄铁矿。(据 Sato, 1980); A—Q—M—H 钙铁榴石—石英—磁铁矿—钙铁辉石(据 Burton 等, 1979); MSIP 磁铁矿—稍石—钛铁矿—辉石(据 Wones, 1981); QFM 石英—铁橄榄石—磁铁矿和 CO_2 — CH_4 。斑岩铜矿和斑岩锡矿的位置是由 Burnham 和 Ohmoto (1980) 确定的。花岗岩类型(I型、A型和S型)及其矿床类型(W—Mo—Cu型和W—Sn—F型)的位置详述在正文中。

Ia阶段产生矽卡岩的溶液其 fo_2 值取决于: (1) fo_2 值以及溶液离开花岗岩类前间接的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值; (2) 与围岩反应的程度或与溶液混合的程度; (3) 由于溶液汽化现象的可能效应。Newberry (1979) 认为: 加利福尼亚内华达山区含钨矽卡岩的氧化程度为深度和近地表氧化溶液的混合程度的函数, 可是, 他没有考虑到伴生花岗岩类的重要特征。

在此项研究中, 岛崎 (1980) 将一般的矽卡岩类型 (不是特殊的含钨矽卡岩) 规定为氧化型和还原型, 并认为其与日本的含钛铁矿花岗岩类和含磁铁矿花岗岩类有关。含 Fe^{3+} 高的绿帘石和含金矽卡岩与磁铁矿花岗岩类伴生, 而钙铝榴石—钙铁辉石和钙铁三斜辉石矽卡岩则与钛铁矿花岗岩类伴生。本次研究论述的 W—Sn—F 型矽卡岩至少比岛崎提出的某些钛铁矿花岗岩类可能更具还原性, 更与不同的花岗岩类型有关。在日本和其它地方 (如澳大利亚), A型或S型花岗岩类和相关矽卡岩矿床之间的关系好比是钛铁矿花岗岩类与矽卡岩矿床之间的关系一样, 两种概念之间的任何差异必须了解清楚。

与 I 型花岗岩有关的原生溶液的 fo_2 值或许是高的, 且在稍石 + 磁铁矿 + 辉石缓冲剂曲线之上, 若此溶液与大理岩反应, 假设溶液与围岩或其它溶液 (假定在较低的 fo_2 值下) 反应的

可能性很小,此时就形成以钙铁榴石为主的矽卡岩。有关含钛铁矿的I型花岗岩的溶液则有较低的 f_{O_2} 值,与方解石大理岩反应就形成以辉石为主的矽卡岩。据我们所知,至少这里阐述的某些W—Sn—F型矽卡岩出现的A型花岗岩类,常伴有还原的(f_{O_2} 低的)溶液和富 Fe^{2+} 的矽卡岩。

因缺乏“关键性的”(“Critical”)矿物组合,故Ia阶段沉积的矽卡岩的 f_{O_2} 值难于确定。有些W—Mo—Cu矽卡岩含有一定量的磁铁矿(如塔斯马尼亚的King Island, Tan, 1979; Osgood Mtn, Taylor, 1976)富含石英+富钙铁榴石+富钙铁辉石及其图象均靠近A—MQ—H缓冲剂曲线(图1)。在其它地方(新南威尔士Attunga, Love, 1969)主要镜铁矿的存在标志着 f_{O_2} 值很高(在M—H缓冲剂曲线之上),可是在另一些地方,氧化铁是不存在的。有些W—Sn—F矽卡岩Ia阶段含有钛铁矿+磁铁矿(如Lindsay小Jessop, 1969; Kwak, 1981)表明在约500℃时, f_{O_2} 值约为 10^{-27} ,然而,大多数含有磁铁矿+符山石(很象钙铁辉石一样,富 Fe^{2+}) + 氟石,没有明显的缓冲矿物组合出现。

Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值与 f_{O_2} 有关,可是,所形成的矽卡岩的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值取决于主要溶液的数量以及溶液是否局部“淹没”了围岩,这时 f_{O_2} 值都较高(有时也较低)。

未交代大理岩的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值常大于1,故King Island矿床(Edwards等, 1956)六个大理岩样品的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值为4.03、2.62、0.54、8.46、8.56和2.48(第80页),而伴随角岩的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值均低于1(0.39、0.18、0.23、0.91、0.20和0.21)(第69页)。在此情况下,若 Fe^{3+}/Fe^{2+} 高的矿化溶液与角岩反应很小时,磁铁矿+榍石+角闪石的花岗类溶液常有助于保持 Fe^{3+}/Fe^{2+} 的特征,结晶成富钙铁榴石+富钼白钨矿。若矿化溶液广泛与角岩反应,或角岩和大理岩密切混合,则矽卡岩常助于诸如辉石(和低钼白钨矿)一类富铁矿物的形成。

虽然在发表的矽卡岩分析结果中, Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值是有用的,但其意义常有问题。典型的“接触岩”(等于W—Mo—Cu矽卡岩的Ia阶段)具有较高的 Fe^{3+}/Fe^{2+} (=1.57 Bateman等, 1965, 第131页),然而,如果有许多辉石(Fe^{2+})或钙铝榴石($\pm$ 铁铝榴石)存在,而不存在钙铁榴石,那么,此比值就很低(如在MacTung, Dick和Hodgson, 1979)。受到剧烈蚀变的II阶段的矽卡岩样品,其 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值就低。在King Island (Kwak, 1978a)中,角闪石矽卡岩(IIa阶段)的比值为0.14,而Ia阶段矽卡岩已被交代(受到IIa阶段的蚀变),其比值为1.77(表2)。King Island矿床中可认为是纯正的Ia阶段的矽卡岩,其比值为6.33,而伴随的Ib阶段矽卡岩则为2.71。美国加利福尼亚Morrison Pendant中四个白钨矿矿床(Morgan, 1975),其 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值为0.24、 ≈ 0.00 、0.48和 >15.00 。 Fe^{3+}/Fe^{2+} 低的样品广泛具有II阶段蚀变(如Laurel Lakes区),但在定量上是难以估计的。

凡有钙铁榴石矽卡岩产出于富硫($\pm$ 石墨)角岩附近的地段,边缘的辉石岩(矽卡岩)就交代角岩而产出(如Kwak, 1978a图版1); Large, 1971; Dick, 1976)。这就表明King Island的辉石岩属于Ia阶段矽卡岩,因为辉石岩含有特别高的钼的钨,并突然尖灭于Ia阶段的矽卡岩—大理岩交界面上的角岩中。结晶于大理岩Ia阶段的矽卡岩

($Fe^{3+}/Fe^{2+}=6.33$)中的矿化溶液,在角岩中的辉石岩里结晶($Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.09$),说明

局部围岩环境起了重要的作用。

在Mac Tung(Dick, 1976, Dick和Hodgson, 1979), 矿化溶液与含石墨+黄铁矿+钾长石的角岩广泛反应, 耗尽了周围的石墨角岩, 结果也形成黑云母—角闪石带和富辉石带。由于这种反应而形成的主要氧化溶液的还原作用可能说明Mac Tung的石榴石/辉石比值低, 铁铝榴石含量高的原因。在W—Mo—Cu矽卡岩中, 凡辉石多于钙铁榴石的, 表1中的许多特征仍成立。可是, 硫化物的数量, 主要是磁黄铁矿和诸如铜等金属的含量一般是高的。在这些实例中, 至少有些硫化物和铜是来自角岩(参阅这种实例的质量平衡, 表3, Kwak, 1978a)。

富含铅、锌和银硫化物的矽卡岩通常出现在距花岗岩类很远的地方, 而富含辉石、绿帘石、磁黄铁矿, 有些情况下则为含锰的硅酸盐, 而在钙铁榴石矽卡岩中, 上述元素含量则低, 而在富钼白钨矿中, 上述元素含量则高, 接近于花岗岩类的含量。富钙铁榴石几乎不产于距矽卡岩很近的花岗岩接触带中。此种矿化溶液性质的变化局部影响了对形成矽卡岩溶液的原始性质的理解, 也许难于解释道森和迪克(Dawson和Dick, 1978)的“第Ⅳ组—Zn、Pb、Ag矽卡岩(Cu、Bi、Sn矽卡岩)”和“第Ⅲ组Zn、Pb(W、Cu、Ag)矽卡岩”以及如Fujigatani矿床等的许多日本的矽卡岩(Sato, 1980)。

Ⅱa阶段(W—Mo—Cu矽卡岩)的叠置现象出现在含有大量雨水溶液的地段(如Taylor和O'Neill, 1977)且与 f_{O_2} 低的围岩反应, 故 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值低(≈ 0.15 , Kwak, 1978a, 表2), 凡 f_{O_2} 高的围岩的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值就高, 晚阶段的钙铝榴石—钙铁榴石等矿物就发育。

在Ⅱa阶段(W—Sn—F矽卡岩)的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值一般与磁铁矿符山石的比值有关, 但其它矿物如钛铁矿和菱铁矿也起作用。澳大利亚Moina(Kwak和Askins, 1981b, 表4)的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值为0.29、0.13、0.16和0.14。可是, 有关的Ⅱb阶段矽卡岩是较氧化的, (如在Moina为8.45、3.11和1.49)。它们可代表更氧化的围岩溶液之间的反应, 或者代表花岗岩类侵入作用的事件。再者, 边缘的角岩或角岩互层蚀变为富辉石的矿物组合(Fe^{3+}/Fe^{2+} 值为0.46), Ⅱ阶段蚀变时 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值与W—Mo—Cu矽卡岩中 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值是相似的。

五、结 论

1. 存在着两种不同的含钨矽卡岩类型, 即(氧化的)含钙铁榴石高钼白钨矿型(W—Mo—Cu)和(还原的)含磁铁矿低钼白钨矿型(W—Sn—F)。前者的矽卡岩型为世界上大多数较大的主要钨矿床的代表。

2. 由于接触到硫化物和(或)石墨角岩而出现的主要(W—Mo—Cu)氧化溶液的不同还原程度, 产生了相对还原的(Fe^{3+}/Fe^{2+} 低的)Ⅰ阶段矽卡岩的矿物组合。另外, 在这种矽卡岩型中, 与石墨角岩接触的晚期Ⅱ阶段溶液通常产生相对还原的(Fe^{3+}/Fe^{2+} 低的)矿物组合。

3. 该矽卡岩与特殊的花岗岩类型有关。W—Mo—Cu型主要与相对氧化的、含磁铁矿的Ⅰ型花岗岩类有关, 而W—Sn—F型则与还原的、A型花岗岩类有关, 也可能与含钛铁矿

的S型花岗岩类有关。

4. 上述两种情况中, 钨都在I阶段矽卡岩沉积时沉积, 但在W—Mo—Cu型中, 高钼白钨矿重新溶解, 重新沉淀, 在II阶段的选置作用中以低钼白钨矿(+辉钼矿)的形式。低钼白钨矿(+辉钼矿)常形成有经济意义的富集。I阶段的W—Sn—F型矽卡岩中白钨矿的钼含量一般是低的, 可能反映了它的还原条件。

致谢和参考文献 (从略)

姜德厚译自 (矿山地质) 32(4), 339—351, 1982

郑理珍校

用多元分析法区分加拿大南新斯科舍 的锡专属花岗岩和铀专属花岗岩

A·K·查特杰等

提 要

新斯科舍南山岩基和大多数成矿花岗岩一样,由晚期富硅铝的侵入体侵入到早期岩体中组成。晚期花岗岩通常表现出一系列易识别的专属性地球化学特征,可以同早期的非专属性花岗岩区分开。和矿化有关的南山岩基还可以进一步把锡专属花岗岩和铀专属花岗岩区分开,即使当前还未发现锡和铀的富集。虽然用一些元素(Li、P、Sn和F)的简单直方图可以比较成功地表示出来,但若用所有元素进行判别分析,可以保证100%成功地分成两组。用R型因子分析对每组内部方差作解释,影响最大的是“黑云母因子”,因为两组都是岩浆作用生成的,并且在早就被热液流体破坏。含锡系列是以我们所称的“亲石因子”为标志,重因子负荷为 K_2O 、 P_2O_5 、Rb、F、Li和W;含铀系列以“矿化因子”为标志,因子负荷为Cu、Sn、Mn和Zn。因为前者主要是岩浆作用,后者主要是热液作用。还应着重指出,即使没有矿化出现,分开的岩石组也显出独立的特征。

引 言

经济地质的基本假设是矿床类型和花岗岩之间存在成因和地球化学联系。这一“专属花岗岩”的概念(例如斯蒂奇多夫等,1978)通常用于矿床勘查,某些元素的集中,可用作矿化或潜在矿化的指示计(例如弗林特等,1972;塔乌松和科兹洛夫,1973;赫斯普和里格彼,1973,1974)。“亲花岗岩矿床”(斯特朗,1981)— S_n 、W、U、 S_b 都与专属花岗岩有关,其中含有白云母和一系列地球化学特征(表1)— Al_2O_3 、 SiO_2 、Rb、F、Li和Sn含量高,CaO、MgO、Ba和Sr含量低。

虽然根据这些特征可以识别出专属花岗岩,通常不大相信能识别出某种具体的亲花岗岩矿床。本文的目的是指出南新斯科舍泥盆纪花岗岩的确可以区分为铀矿床专属的花岗岩和锡矿床专属的花岗岩。