维普资讯 http://www.cqvip.com

1000-0569/2007/023(02)-0441-60 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报

大兴安岭南段林西地区花岗岩类的源岩：地壳生长的时代和方式*

刘伟 潘小菲 谢烈文 李禾
LIU Wei, PAN XiaoFei, XIE LieWen and LI He

中国科学院地质与地球物理研究所 中国科学院矿产资源研究重点实验室，北京 100029
Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, *China*
2006-09-18 收稿，2006-12-25 改回.

Liu W, Pan XF, Xie LW and Li H. 2007. Sources of material for the Linxi granitoids, the southern segment of the Da Hinggan Mts.: when and how continental crust grew? *Acta Petrologica Sinica*, 23(2):441-460

Abstract Sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) U-Pb dating and laser-ablation multi-collector ICPMS Hf isotope analyses are conducted on inherited / antecrystal and magmatic zircons from the Linxi granitoids, in the southern segment of the Da Hinggan Mts. of China. SHRIMP dating establishes an Early Cretaceous (135 ~ 125Ma) age for most Linxi granitoids and the age of their source rocks at ~146Ma. However, some granitoids were intruded in the Early Triassic (241Ma) and the terminal Late Jurassic (146Ma), whilst their respective source rocks were generated at 263Ma and 165Ma. A total of 100 SHRIMP analyses yield $^{206}Pb/^{238}U$ ages younger than 300Ma, whereas all 175 Hf isotope analyses give high positive $\varepsilon_{Hf}(t)$ values. These results indicate juvenile source materials in the lower crust with a notable absence of Precambrian basement. At a given $\varepsilon_{Nd}(t)$, Linxi granitoids exhibit distinctly higher zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ than both the terrestrial array and the Hawaiian basalt array. This Hf-Nd isotopic decoupling suggests a source component of pelagic sediments, i. e. Paleozoic subduction accretion complexes. Zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ values (t = 263 ~ 165Ma) form a trend sub-parallel to the depleted mantle Hf isotope evolution curve, but those (t = 146 ~ 125Ma) markedly fall below the latter. The first trend indicates a provenance from essentially the MORBs. However, the abrupt $\varepsilon_{Hf}(t)$ decrease, together with extensive Early Cretaceous magmatism, is interpreted as reflecting mantle upwelling and resultant underplating, and exhumation of subducted oceanic crust. Quantitative simulation shows that Suite 2 granitoids derive from underplated mafic rock, Paleozoic subduction accretion complex, and subducted MORB slices in descending order of mass fractions. However, the Xiaochengzi intrusion (Suite 1) occurring southwest of Linxi derives mainly from Paleozoic subduction accretion complex with a quantity of underplated mafic rocks. Among each of these 5 intrusions, magmatic zircons exhibit systematically decreased $^{176}Hf/^{177}Hf$ as compared with that of inherited/antecrystal zircons. Growth stages of zircons with t = 146 ~ 125Ma tend to decrease in $^{176}Hf/^{177}Hf$ from center to margin, or show systematic variations. The above results suggest that expansion of the melting region and widening of compositional range occurred in the lower crust over the period between incipient source rock melting and the terminal melting episode during production of Linxi granitoids. The magnesian or I-type geochemical characteristics of Suite 1 granitoids is attributed to a source reservoir of relatively oxidized and hydrous oceanic crust. However, a heterogeneous source that consists of relatively reduced, anhydrous underplated tholeiites and hydrous Paleozoic subduction-accretion complex causes geochemical signatures of Suite 2 granitoids that exhibit affinity to A-type granites but range from typical to less pronounced ferroan.
Key words Continental crust growth, Inherited/antecrystal zircon from juvenile source rocks, Oceanic crust, Subduction accretion complex, Underplating

摘 要 本文选择大兴安岭南段林西地区的5个典型花岗岩体，在岩相学、全岩主微量元素和Nd-Sr同位素组成研究的基础上，对5个岩体的继承锆石/前锆石和岩浆锆石进行了系统的SHRIMP U-Pb年龄测定和LA-MC-ICPMS Hf同位素组成测定，试图阐明林西花岗岩源岩的组成和性质。锆石SHRIMP U-Pb定年表明：大部分林西花岗岩侵位于早白垩世(135 ~ 125Ma)，它们的源岩的年龄为~146Ma。一部分花岗岩类是在早三叠世(241Ma)和晚侏罗世末(146Ma)侵位的，它们的源岩的年龄分别是263Ma和165Ma。测定了100个锆石$^{206}Pb/^{238}U$年龄，都年轻于300Ma，反映在下地壳源区不存在前寒武纪岩石。做了175个锆石Hf同位素组成测定，均给出高正值$\varepsilon_{Hf}(t)$，说明源岩具有初生地壳的性质。在相同的$\varepsilon_{Nd}(t)$值下，林西花岗岩的

* 国家自然科学基金项目(编号：40472056)资助。
第一作者简介：刘伟，男，1959年生，博士，研究员，岩石学和地球化学专业，E-mail：liuw@mail.igcas.ac.cn

维普资讯 http://www.cqvip.com

锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值显著高于地球阵列和夏威夷洋岛玄武岩，这种 $\varepsilon_{Hf}\sim\varepsilon_{Nd}$ 脱耦性指示源岩中含有远洋沉积物即古生代俯冲增生杂岩的组分。$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄 $t=263\sim165$Ma 的锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值构成近乎平行于亏损地幔 Hf 同位素演化线的趋势列，说明源岩基本为俯冲洋壳镁铁-超镁铁岩。$t=146\sim125$Ma 的锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值大幅度降低；同时，从晚侏罗世末到早白垩世，发生了强烈的花岗质岩浆活动。地幔上隆和岩浆底侵以及俯冲洋壳的折返，是造成下地壳源岩组成急剧变化和热梯度上升的原因。以底侵镁铁质岩石为主、以古生代俯冲增生杂岩为次的源岩的熔融，产生了马鞍子、夜来改和龙头山2花岗岩（岩套2）。林西镇南西的小城子岩体的源岩则以古生代俯冲增生杂岩为主，并含一定量的底侵镁铁质岩石。5个岩体的岩浆锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值系统低于继承锆石/前锆石者，$t=146\sim125$Ma 的锆石从中心到边缘 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值呈现降低的趋势或者系统的变化。上述特征反映从源岩的初始熔融直到最终产生花岗岩浆的全过程中，下地壳的熔融区间逐渐扩张、卷入熔融的组分不断增多的过程。岩套1花岗岩类是镁质或I型花岗岩，岩套2则表现出A型花岗岩以及从典型到不典型的铁质花岗岩的特征。岩套1和岩套2花岗岩类的岩相学和地球化学特征取决于源岩的性质。岩套1的源岩是相对氧化和含水的洋壳镁铁-超镁铁岩或俯冲增生杂岩；岩套2的源岩则由相对还原和贫水的底侵拉斑玄武岩以及不同分数的俯冲增生杂岩构成。

关键词 大陆地壳生长；来自初生岩石的继承锆石/前锆石；洋壳；俯冲增生杂岩；底侵

中图法分类号 P588.121；P597.3

1 引言

如图1，大兴安岭南段穿过内蒙古中部。该区经历了2期大地构造演化：从古生代到早侏罗世处于中亚造山带东段，从中侏罗世到早白垩世则进入环太平洋或陆内伸展构造体制（Xiao *et al.*, 2003; Meng, 2003）。两阶段演化过程均伴随着强烈的火山活动和花岗岩类侵入。锆石稀释法测年（Liu *et al.*, 2005）表明，大兴安岭南段林西地区从三叠纪到早白垩世都发生了花岗岩浆侵位，并且以早白垩世居多。在东北地区，从早二叠世、晚三叠世到早侏罗世都有花岗岩类侵位（Wu *et al.*, 2002）；但是，花岗岩浆活动在早白垩世（137～105Ma）达到巅峰（Graham *et al.*, 2001; Jahn *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2005）。正或高 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值、年轻的 T_{DM} 年龄以及低初始 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值是整个中亚造山带显生宙花岗岩最显著的特征（e.g., Kwon *et al.*, 1989; Zanvilevich *et al.*, 1995; Kovalenko *et al.*, 1996; Han *et al.*, 1997; Jahn *et al.*, 2000, 2001; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Wu *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2005），表明重要的显生宙地壳生长（e.g., Sengör *et al.*, 1993; Jahn *et al.*, 2000）。

如图1(b)，古生代，在包括内蒙古中部在内的中亚造山带东段，形成了众多的蛇绿岩和一系列俯冲增生杂岩（Xiao *et al.*, 2003）。这些岩石潜在地构成了显生宙花岗岩类的源岩。近年来，一些研究者（Jahn *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2005）提出在岩石圈伸展背景下的玄武质岩浆底侵作用是中亚造山带地壳生长的主要机制。但是，关

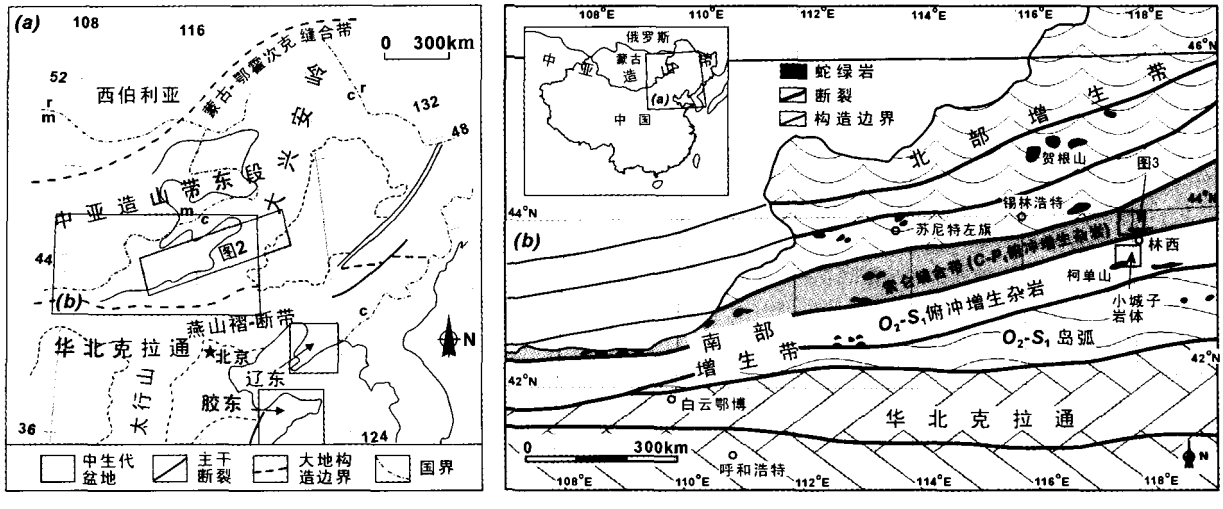

图1 (a)中亚造山带东段和华北克拉通的构造格架图（改编自 Davis *et al.* (2001)）。图面上标出了图1(b)和2的位置。点-断线表示国界：c-中国；m-蒙古；r-俄罗斯。(b)内蒙古中部的构造略图（改编自 Xiao *et al.* (2003)）。古生代俯冲增生杂岩中产出众多的蛇绿岩。标出了图3和小城子花岗岩体的位置。左上角的插图表示中亚造山带和图1(a)的位置。

Fig. 1 (a) Tectonic framework of eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the North China craton (adapted from Davis *et al.* (2001)). Dash-dot lines are national boundaries: c, China; m, Mongolia; r, Russia. (b) Tectonic map of central Inner Mongolia (adapted from Xiao *et al.* (2003)). Inset shows locations of CAOB and Fig. 1(a).

维普资讯 http://www.cqvip.com

于中亚造山带东段显生宙大陆地壳生长的一些基本科学问题并没有解决，譬如：花岗岩类的源岩究竟是古生代的蛇绿岩和俯冲增生杂岩或者底侵的镁铁质岩石或者2者兼有？地壳生长的确切时代？是在古生代或者中生代或者两者兼有？花岗岩是直接从镁铁质的初生地壳物质还是它们的分异衍生物质熔融产生？解决上述问题对于阐明中亚造山带显生宙陆壳生长以及华北中生代的构造与动力学体制转折具有重要意义；同时也具有国际性意义，因为显生宙陆壳生长发生在世界上许多地区（见 Wu *et al.*，2000；Liu *et al.*，2005）。解决上述科学问题的技术障碍有2：首先在于对源岩继承锆石/前锆石（antezircon，antecrystal）和岩浆生长锆石及其 U-Pb 同位素年龄不加区分或区分不当的一揽子（package）处理；其次，花岗岩源岩示踪和成岩约束主要依赖全岩 Nd-Sr 同位素及其主微量元素组成，后者仅提供了成岩过程的最终或平均结果。由于镁铁质岩浆的底侵及其重熔发生于相对短暂的时限内（Frost and Frost，1997；Liu *et al.*，2005），从底侵/俯冲增生岩石中继承的锆石或者从前者的熔融分异产物中继承的锆石（前锆石），与从最终熔融岩浆——花岗岩浆中生长的锆石将给出接近的 U-Pb 同位素年龄和相似的岩相学特征，从而造成了鉴别和区分的困难。根据岩相学特征恰当地区分继承锆石/前锆石和岩浆锆石，分别测定和统计它们的 U-Pb 同位素年龄，将建立俯冲洋壳熔融、岩浆底侵、重熔和花岗岩形成侵位的年代学格架。其次，洋壳镁铁-超镁铁岩（MORB）、底侵镁铁质岩石以及主要由远洋沉积物构成的俯冲增生杂岩在同位素组成上是可以区分的，从3套源岩或者3者以不同分数构成的源岩中熔出的花岗岩，它们的锆石（包括继承锆石/前锆石和岩浆锆石）将表现出不同的 Hf 同位素组成。因而，分别测定统计两类锆石的 Hf 同位素组成，将提供破译花岗岩源岩以及下地壳组成和热演化的重要手段。本研究选择大兴安岭南段林西地区的5个花岗岩体，鉴别和区分源岩继承锆石/前锆石和岩浆生长锆石，进行系统的原位 SHRIMP U-Pb 同位素年龄和 LA-MC-ICPMS Hf 同位素组成测定，试图解决上述科学问题。

2 区域地质背景

如图1（a），包括内蒙古中部和北部在内的中亚造山带东段处于华北克拉通以北。如图1（b），中亚造山带东段从北往南分为北部增生带、中间的索仑（Solonker）复合缝合带以及南部增生带（Xiao *et al.*，2003）。从南往北，南部增生带包括中奥陶世到早志留世（O_2-S_1）火山弧、中奥陶世到早志留世（O_2-S_1）俯冲增生杂岩以及石炭纪到早二叠世（C-P_1）俯冲增生杂岩。林西地区位于后2个增生杂岩带。南部和北部增生带出露众多的蛇绿岩。贺根山蛇绿岩发育于北部增生带，位于林西北西～200km（图1（b））。从下往上，蛇绿岩块包括片理化的斜辉橄榄岩和纯橄榄岩、超镁铁-镁铁堆晶岩、玄武岩和燧石岩。贺根山蛇绿岩的全岩 Sm-Nd 等时线年龄为早泥盆世（403±27Ma；Bao *et al.*，1994），蛇绿岩顶部的石灰岩含有中-晚泥盆世的珊瑚化石。O_2-S_1 俯冲增生杂岩由高压变质的糜棱岩、蓝片岩和蛇绿岩构成。糜棱岩和蓝片岩与洋壳玄武岩片和辉长岩片作叠瓦状堆置，前两者的原岩是富 Fe、Mn 的远洋沉积物。位于林西镇南西的柯单山蛇绿岩包括橄榄岩、辉长岩和玄武岩的推覆岩片，蛇绿岩上覆的燧石岩含有奥陶纪的化石（Shao，1989；Tang，1990）。C-P_1 俯冲增生杂岩由泥质变质岩、蓝片岩和洋壳镁铁-超镁铁岩的透镜体构成。林西附近的蛇绿岩透镜体厚达1.1km，产出于下二叠统碎屑沉积物中。蛇绿岩包括辉岩、层状辉长岩、席状镁铁质岩墙、玄武岩和燧石岩，燧石含早古生代牙形石。往北，蛇绿混杂岩变年轻，其中的石英角斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为262Ma（Wang and Liu，1986）。两个增生带的杂岩曾被俯冲或逆掩推覆到蓝闪石和多硅白云母稳定域的地壳深处（Wang and Liu，1986；Yan *et al.*，1989；Tang，1990；Tang and Yan，1993；Xu *et al.*，2001）。石炭纪和二叠纪，南部增生带演变成一个安第斯型的活动大陆边缘。在索仑缝合带及其两侧，安第斯型岩浆活动表现为广泛分布的早二叠世安山岩和少量玄武岩、流纹岩（如 Zhu *et al.*，2001a），以及石炭纪-二叠纪钙碱性花岗岩类（如 Chen *et al.*，2000）。古亚洲洋的最后俯冲导致华北克拉通与蒙古块体的碰撞，两者在二叠纪末沿着索仑缝合带缝合（Xiao *et al.*，2003）。在三叠纪和早侏罗世，区内发生后碰撞南向逆冲推覆，导致地壳隆升和沉积缺失。

晚中生代，包括内蒙古中部和北部在内的中国东部处于环太平洋构造体制或者陆内伸展体制下。在内蒙古北部和中部，从晚侏罗世末到早白垩世，伸展构造活动表现为裂谷型盆地的形成、碱性-过碱性花岗岩侵入（如 Zhu *et al.*，2001b）以及变质核杂岩的形成（郑亚东等，1990；Webb *et al.*，1999；Davis *et al.*，2002）。裂谷盆地起始于强烈的火山活动，并且在早白垩世达到鼎盛（Meng，2003）。伸展盆地并没有经历后裂谷阶段的热沉陷。热演化与花岗岩活动以及变质核杂岩形成一起，反映一直到早白垩世时期地热梯度都是上升的（Buck，1991）。如图1（a），中生代的盆地和构造-岩浆带呈 NNE 向，它们切割古生代在中亚造山带体制下形成的 NEE 向构造-岩浆岩带展布方向。

3 林西花岗岩类的岩石学、地球化学以及 Nd-Sr 同位素组成

如图1（b）、2和3，本文以林西镇以北的龙头山1、马鞍子、夜来改和龙头山2花岗岩体（图3）以及林西镇南西的小城子花岗岩体（图2的右下角插图）为研究对象。早三叠世的龙头山1岩体侵位于第1个构造阶段，晚侏罗世末－早白垩世的其余4个岩体形成于第2个构造阶段。根据岩相学、主微量元素和 Nd-Sr 同位素组成，Liu *et al.*（2005）将这5个岩体划分为岩套1和岩套2（表1）。龙头山1和小城子岩

维普资讯 http://www.cqvip.com

表1 林西地区5个花岗岩体的岩相学、主微量元素和Nd-Sr同位素特征

Table 1 Summary of the petrographic, geochemical, and Nd-Sr isotopic characteristics of the 5 studied granitoid intrusions

	岩套1		岩套2		
岩体	龙头山1	小城子	马鞍子	夜来改	龙头山2
岩石类型	角闪石-黑云母花岗闪长岩和二长花岗岩	黑云母花岗闪长岩和二长花岗岩	黑云母正长花岗岩和二长花岗岩	黑云母正长花岗岩和二长花岗岩	角闪石-黑云母二长花岗岩和花岗闪长斑岩
主要和次要矿物[a]	And和Olig(40~50%), Pth(13~28%), Qz(21~26%), Bt(3~7%), Hb(2~5%)和骸晶状Px(<1~2%)	And和Olig(40~52%), Pth(17~27%), Qz(24~26%), Bt(2~8%), Hb(<1~3%)和骸晶状Px(<1%)	Pth(37~50%), Olig和And(18~30%), Qz(25~30%), Bt(3~8%)和Px(<1%)	Pth(32~46%), Olig和And(21~40%), Qz(25~32%), Bt(2~7%)和Px(<1%)	斑状结构(15~50%), Olig和And(30~50%), Pth(25~40%), Qz(23~32%), Bt(<1~3%)和Hb(1~3%)
副矿物[a]	Ilm, Ap, Zir, Tit, Aln	Zir, Ap, Ilm, Tit	Ilm, Ap, Zir, Flr, Xt, Aln	Ilm, Ap, Zir, Flr, Xt, Aln	Ilm, Ap, Zir, Aln, Flr
主量元素组成	较低的SiO_2(66.1~70.79%)和K_2O含量,较高的Al_2O_3, CaO, MgO, FeO, TiO_2, P_2O_5和Na_2O含量	SiO_2(70.74~72.51%)含量较低,K_2O含量中等,较高的Al_2O_3, CaO, MgO, FeO, TiO_2和P_2O_5含量	SiO_2(74.22~78.14%)和K_2O含量高,Al_2O_3, CaO, MgO, FeO, TiO_2和P_2O_5含量低	SiO_2(71.73~76.2%)和K_2O含量高,Al_2O_3, CaO, MgO, FeO, TiO_2和P_2O_5含量低	SiO_2(74.5~75.67%)含量高,K_2O含量中等,Al_2O_3, CaO, MgO, FeO, TiO_2和P_2O_5含量低
微量元素组成[b]	Sr(268~423.1ppm), Ba和Eu丰度高,HREE和HFSE(如Sm, Gd, Nb, Y, Yb)丰度低,中等Eu/Eu*(0.60~0.76)	Sr(261.1~302.7ppm), Ba和Eu丰度高,HREE和HFSE(如Sm, Gd, Nb, Y, Yb)丰度低,中等Eu/Eu*(0.57~0.65)	Sr(5.74~58.07ppm), Ba和Eu丰度低,HREE和HFSE(如Sm, Gd, Nb, Y, Yb)丰度高,低Eu/Eu*(0.03~0.29)	Sr(24.05~244.6ppm), Ba和Eu丰度低,HREE和HFSE(如Sm, Gd, Nb, Y, Yb)丰度高,低Eu/Eu*(0.06~0.32)	Sr(53.5~59.86 ppm), Ba和Eu丰度低,HREE和HFSE(如Sm, Gd, Nb, Y, Yb)丰度高,低Eu/Eu*(0.10~0.19)
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t^c$	0.703702~0.703846(5次分析),平均值为0.703774	0.705852~0.706107(7次分析),平均值为0.705935	0.703730~0.705786(8次分析),平均值为0.704340	0.703442~0.707493(8次分析),平均值为0.704880	0.704803~0.706231(4次分析),平均值为0.705516
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t^c$	0.512490~0.512623(5次分析),平均值为0.512557	0.512335~0.512389(7次分析),平均值为0.512357	0.512657~0.512728(10次分析),平均值为0.512679	0.512453~0.512561(5次分析),平均值为0.512525	0.512514~0.512515(2次分析),平均值为0.512515
$\varepsilon_{Nd}(t)^c$	3.17~5.76(5次分析),平均值为4.46, σ=0.95	-2.72~-1.67(7次分析),平均值为-2.29, σ=0.44	4.03~5.42(10次分析),平均值为4.48, σ=0.46	-0.23~1.88(5次分析),平均值为1.18, σ=0.87	0.72~0.76(2次分析),平均值为0.74, σ=0.02

[a] And: 中长石; Olig: 更长石; Pth: 条纹长石; Qz: 石英; Bt: 黑云母; Hb: 角闪石; Px: 辉石; Ilm: 钛铁矿; Zir: 锆石; Flr: 萤石; Xt: 磷钇矿; Ap: 磷灰石; Tit: 榍石; Aln: 褐帘石.

[b] HREE: 重稀土元素; HFSE: 高场强元素.

[c] 按照每个岩体的岩浆锆石(第2组)的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄,重新计算了$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$、$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$和$\varepsilon_{Nd}(t)$值; σ: 标准离差。

维普资讯 http://www.cqvip.com

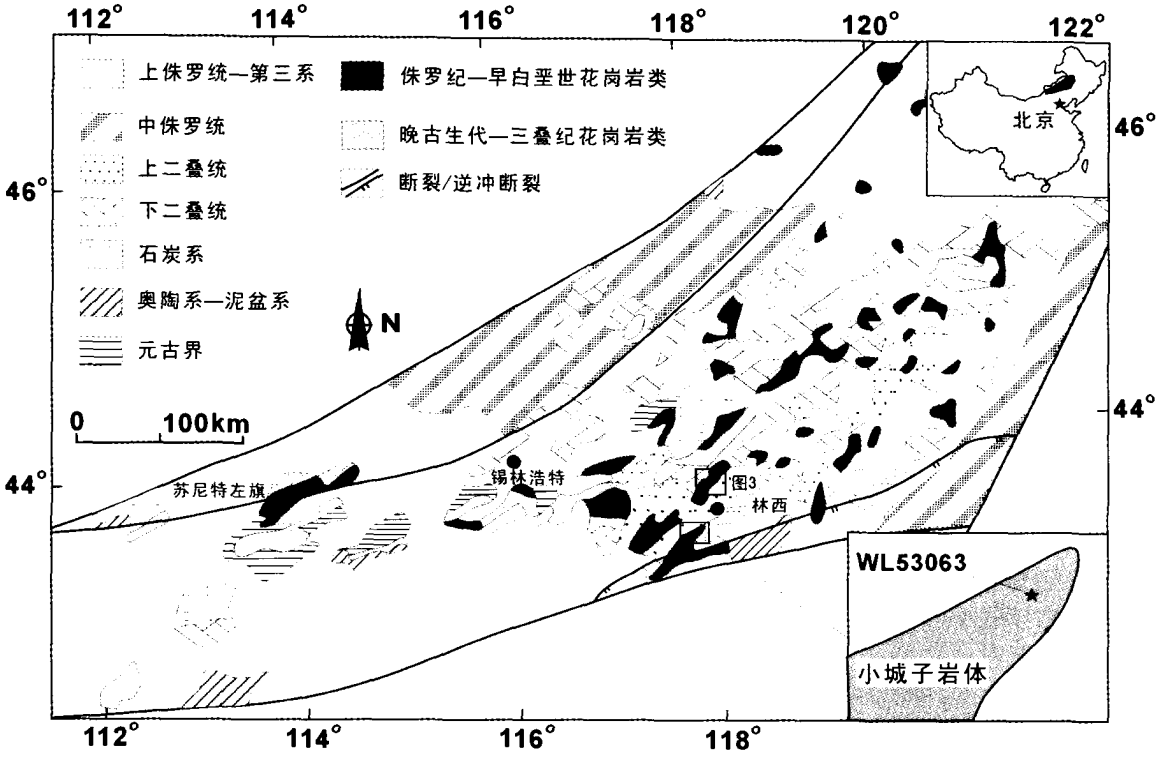

图2 内蒙古中部大兴安岭南段的地质简图。右上角的小插图表示内蒙古中部的位置，右下角的小插图表示小城子岩体的采样位置(五角星)。标出了图3的位置

Fig. 2 Geological sketch map of southern segment of the Da Hinggan Mts., central Inner Mongolia. The upper right inset shows the location of central Inner Mongolia within the outline of China. The lower right inset indicates the location(star) of sample WL53063 from the Xiaochengzi intrusion. The bold rectangle shows the location of Fig. 3.

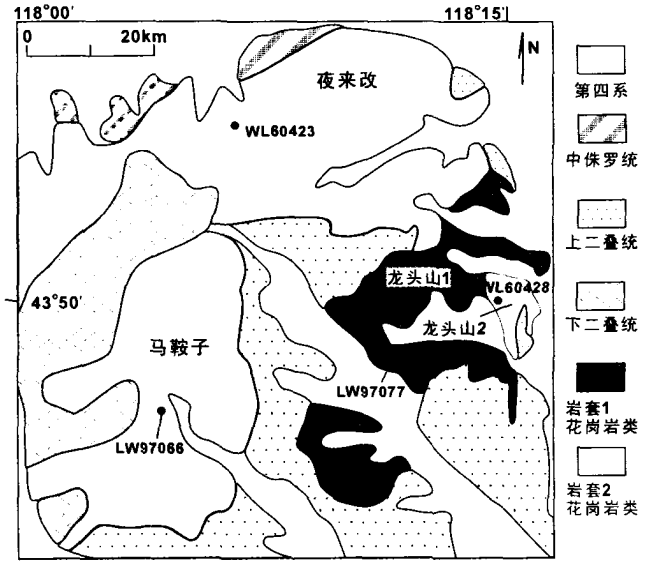

图3 夜来改、马鞍子、龙头山1和龙头山2花岗岩体的采样位置(园点)和样品编号

Fig. 3 Geological sketch map showing the sample locations (the dot) and the sample name from the Yelaigai, Maanzi, Longtoushan 1, and Longtoushan 2 intrusions.

体属于岩套1，它们在岩石类型上主要为花岗闪长岩和二长花岗岩。马鞍子、夜来改和龙头山2岩体属于岩套2，它们以正长花岗岩为主，其次是二长花岗岩，还有少量花岗闪长斑岩。在岩套2花岗岩体内外分布着富含萤石、磷钇矿等副矿物的伟晶岩脉和细晶岩脉及其囊体。

根据全岩地球化学特征，岩套1和岩套2分属于I型和A型花岗岩类(Liu *et al.*, 2005)。如表1，与岩套2(SiO_2 = 71.73wt.% ~78.14wt.%)相比，岩套1的SiO_2(66.10% ~72.51%)和K_2O含量较低，Al_2O_3、CaO、MgO、FeO、TiO_2和P_2O_5含量较高，Sr、Ba和Eu的丰度较高，Sm、Gd、Nb、Y和Yb的丰度较低。在岩套1花岗岩中，大离子亲石元素(LILE)相对于高场强元素(HFSE)富集；在岩套2花岗岩中，LILE和HFSE均显富集。岩套1和岩套2花岗岩分别表现出中等和强烈负Eu异常。岩套2虽然在地球化学上归属于A型花岗岩类，却并不含碱性闪石和辉石。以每个岩体的岩浆锆石(第2组)的SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄(本次测定)，对林西花岗岩的全岩现今Nd-Sr同位素组成(Liu *et al.*, 2005)重新计算了初始值(表1)。如表1，林西花岗岩的初始$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化于-2.72到5.76(29次分析)，初始$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$比值变化于0.703442到0.707493(32次分析)。尽管不同岩体的$\varepsilon_{Nd}(t)$和$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$比值有变化，岩套1和

维普资讯 http://www.cqvip.com

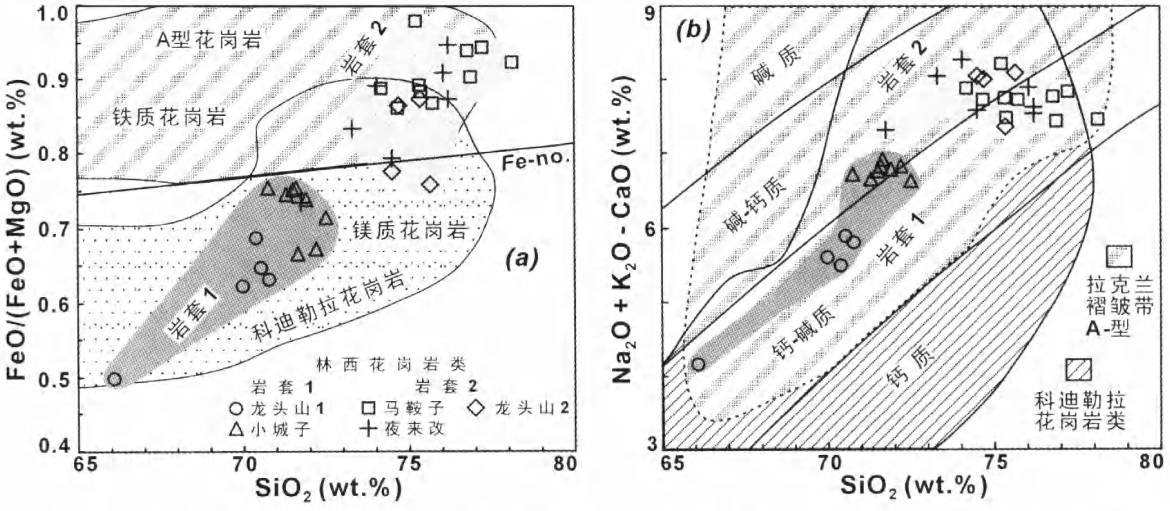

图4 (a)林西地区的岩套1和岩套2花岗岩类(Liu *et al.* 2005)以及镁质和铁质花岗岩类(Frost *et al.*,2001)的FeO/(FeO+MgO)-SiO_2图。(b) Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2图。科迪勒拉花岗岩类和澳大利亚拉克兰褶皱带A型花岗岩的范围据Frost *et al.* (2001)

Fig.4 (a) FeO/(FeO+MgO) vs SiO_2 diagram comparing Suites 1 and 2 of the Linxi granitoids with magnesian and ferroan granitoids of Frost *et al.* (2001). (b) Plot of Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2. Fields for Cordilleran granitoids, and A-type granites from the Lachlan Fold Belt of Australia in (a) and (b) are after Frost *et al.* (2001).

岩套2者却难以区分。

本文按照Frost *et al.* (2001)的分类方案对林西花岗岩进行了重新分类,3个分类指标是FeO/(FeO+MgO)(wt.%比值),Na_2O+K_2O-CaO(wt.%),Al/(Ca-1.67P+Na+K)(ASI)(克分子数比值)。如图4(a),岩套1和岩套2分别落入镁质(magnesian)和铁质(ferroan)花岗岩的范围。在岩套1中,小城子花岗岩总体上比龙头山1花岗岩的FeO/(FeO+MgO)比值要高。在岩套2中,马鞍子花岗岩总体上比夜来改花岗岩和龙头山2花岗岩的FeO/(FeO+MgO)比值要高。如图4(b),岩套2花岗岩跨越碱-钙质和钙-碱质花岗岩的界限,岩套1花岗岩则近乎平行于碱-钙质/钙-碱质花岗岩的界限分布。两个岩套花岗岩的ASI值介于0.93到1.04,为准铝质到弱过铝质。

4 分析方法

如图3和图2的右下角插图,选择样品LW97077(龙头山1)、LW97066(马鞍子)、WL60423(夜来改)、WL60428(龙头山2)以及WL53063(小城子)进行本次研究。从5个岩石样品分离提纯锆石。5个样品的锆石颗粒与标准锆石TEMORA一起安装到环氧树脂靶上,经抛光以揭露锆石的内部结构。在双目显微镜、透射和反射光学显微镜以及阴极发光显微镜(CL)下详尽地观察锆石的内部结构和岩相学特征。以锆石的透射和反射显微照片以及阴极发光图像为导航,对5个样品的锆石环氧树脂靶进行了SHRIMP U-Pb同位素年龄测定和激光消融-多接收-等离子质谱(LA-MC-ICPMS) Hf同位素组成测定。

4.1 锆石SHRIMP U-Pb同位素年龄测定

在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心运用SHRIMP II离子探针,进行锆石的U-Th-Pb同位素测定。测定前1天,每个锆石靶在真空状态下镀上1层500nm厚的高纯度金。采用标准的操作条件和数据处理程序(Williams and Claesson, 1987; Muir *et al.*, 1996)。将3-nA经质量过滤的O_2^-初次流聚焦到单个锆石颗粒上,喷溅出1个直径约30μm大小的区域,从而获得正离子流。周期性地变换磁场以寻找质量峰,质量站从质量数196($^{90}Zr_{216}O^+$)到254($^{238}U^{16}O^+$),包括了Pb同位素质量站204、206、207和208以及^{238}U、$^{232}Th^{16}O$。每个分析数据都是经过上述质量站的5个周期测定的平均值。以与锆石相同年龄的平均地壳Pb(Cumming and Richards, 1975)并且用^{204}Pb测定值对初始Pb作校正。每个数据的误差也包括了普通Pb校正的不确定性。在3天的分析周期中,每隔2个样品做1次标准锆石TEMORA测定,以使各次测定条件之间的偏差减少到最低。应用$^{206}Pb^+/U^+$和UO^+/U^+之间的经验二次关系式对样品的Pb/U比值进行标定,并且按照TEMORA的$^{206}Pb^*/U$值(=0.0668, t=417Ma)标准化到$^{206}Pb^*/U$。在95%的置信度下,计算了加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄。

4.2 激光消融-多接收-等离子质谱Hf同位素组成测定

在中国科学院地质与地球物理研究所对5个样品的继

维普资讯 http://www.cqvip.com

承锆石/前锆石和岩浆锆石进行 Hf 同位素组成分析，使用 Neptune 多接受电感耦合等离子体质谱仪和 Geolas 193nm 准分子激光取样系统。JMC475 Hf 标准溶液的$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值采用$^{179}Hf/^{177}Hf = 0.7325$ 的指数归一的测定结果平均为 0.282160 ± 0.000027（$n = 14$，2 S. D.）。该测定值与文献报道的值在误差范围内完全一致（Nowell *et al.*，1998）。在原位分析中，标准锆石 91500 与锆石样品交替进行，以作外部标定。对大多数靶点采用 63μm 的激光束斑；对于狭窄的锆石环带则将激光束斑调节到 32μm。在原位和扫描模式下采用不同激光束斑给出的$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值在误差范围内基本一致；但是，随着束斑直径的增大，信号增强，所获得的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值的精密度也相应增高。应用$^{176}Lu/^{175}Lu = 0.02655$（Machado and Simonetti，2001）、$^{176}Yb/^{172}Yb = 0.5886$ 以及质量偏见的经验关系式 $\beta_{Yb} = 0.8725 \times \beta_{Hf}$（徐平等，2004），来校正$^{176}Lu$ 和^{176}Yb 对^{176}Hf 的同质异位干扰。

5 继承锆石/前锆石（第 1 组）和岩浆锆石（第 2 组）及其 SHRIMP U-Pb 年龄

根据岩相学特征以及$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄，将 5 个样品的锆石分为 2 组。图 5 和图 6 分别展示岩套 1 和岩套 2 花岗岩锆石的岩相学特征。如图 5 第 2 排，以及图 6（d）、（e）、（j）、（k）、（n）和（o），一般来说，第 2 组锆石颗粒较大，CL 较亮，晶形以棱柱状为主。与第 1 组锆石相比，第 2 组锆石发育振荡环带或者扇形环带，环带窄而密。在大多数情形下，从锆石中心向边缘的生长是连续的，没有明显可见的熔蚀面。

如图 5 第 1 排（除图 5（i）），以及图 6（a）～（c）、（g）、（h）、（l）和（m），第 1 组锆石的 CL 较暗，晶形除棱柱状以外，尚有短粗的柱状。第 1 组锆石的振荡环带较宽或仅有微弱环带或呈现均匀的无环带特征，从中心到边缘的生长常被 1 个或多个熔蚀面间断。在岩套 2 花岗岩尤其是样品 LW97066（马鞍子岩体）和样品 WL60423（夜来改岩体）的第 1 组锆石中，发育明亮而不规则的重结晶区域，它们擦去了锆石的原生内部结构。第 1 组锆石主要作为单独的晶体存在；其次，如图 5（i）、5（l）、6（f）和 6（i），作为第 2 组锆石的捕掳核存在，第 1 组锆石构成的捕掳核与第 2 组锆石构成的边缘的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄间距介于～14 到 20Ma。

如图 7，在每 1 个样品中，第 1 组锆石的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄比第 2 组锆石者要老 11～22Ma。第 1 组锆石与第 2 组锆石的年龄间隔、核-缘结构、及其颇不相同的岩相学特征足以说明两者具有不同的成因。第 2 组锆石清晰而相对简单的内部结构指示相对快速而连续的生长，从而反映了从花岗岩浆中的生长。因此，作者认为第 2 组锆石是岩浆锆石。5 个样品的第 2 组锆石的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄代表了 5 个花岗岩体的结晶年龄。

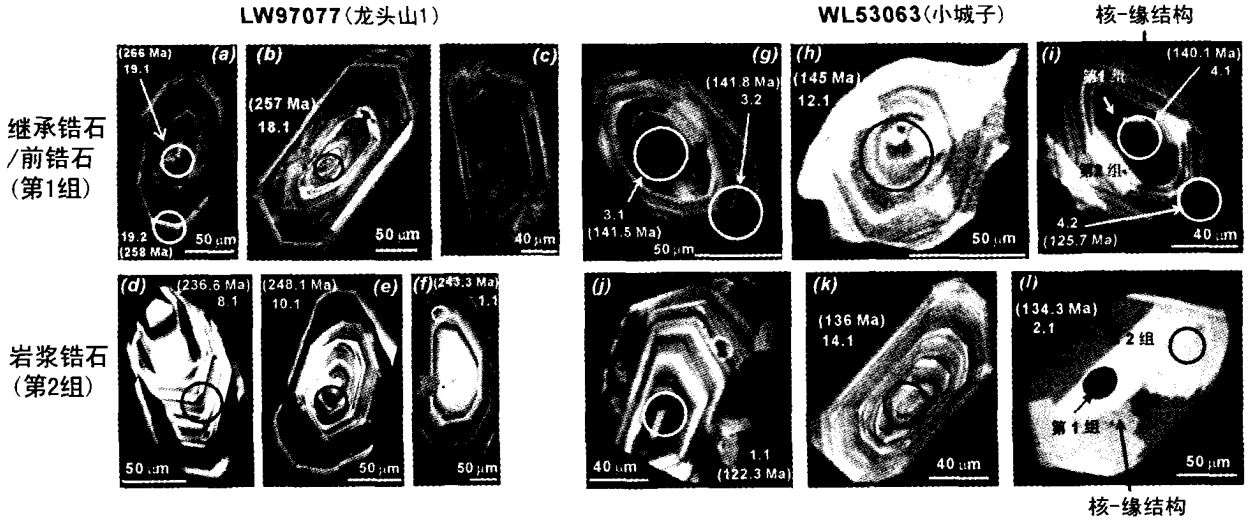

图 5 岩套 1 花岗岩类的继承锆石/前锆石（第 1 组）（除（i）外的第 1 排）和岩浆锆石（第 2 组）（第 2 排）的阴极发光照片。照片（a）～（f）是龙头山 1 岩体的 LW97077，照片（g）～（l）是小城子岩体的 WL53063。照片（i）和（l）显示第 1 组锆石和第 2 组锆石所构成的核-缘结构。照片上标出了 SHRIMP 靶点范围（圆圈）、颗粒-靶点序号以及测定的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄（括弧内）

Fig. 5 Cathodoluminescence photographs showing petrographic characteristics of the inherited / antecrystal (Group 1) (the top row except (i)) and magmatic (Group 2) (the bottom row) zircons from Suite 1 granitoids of LW97077 (Longtoushan 1) ((a) ~ (f)) and WL53063 (Xiaochengzi) ((g) ~ (l)). The core-rim structure between zircons of Groups 1 and 2 in (i) and (l) is noteworthy. The primary beam-sputtered area (circled), grain-area number, and the measured $^{206}Pb/^{238}U$ age (in parenthesis) are shown in each photograph.

维普资讯 http://www.cqvip.com

图6 岩套2花岗岩类的LW97066(马鞍子)、WL60423(夜来改)以及WL60428(龙头山2)的继承锆石/前锆石(第1组)((a)~(c)、(g)和(h)以及(l)和(m))和岩浆锆石(第2组)((d)和(e)、(j)和(k)以及(n)和(o))的阴极发光照片。照片(f)和(i)分别显示LW97066和WL60423的第1组锆石和第2组锆石之间的核-缘结构。其余的解释同图5

Fig. 6 Cathodoluminescence photographs showing petrographic characteristics of the inherited/antecrystal (Group 1) ((a)~(c), (g) and (h), and (l) and (m)) and magmatic (Group 2) ((d) and (e), (j) and (k), and (n) and (o)) zircons from Suite 2 granitoids of LW97066 (Maanzi), WL60423 (Yelaigai), and WL60428 (Longtoushan 2). The core-rim structure between zircons of Groups 1 and 2 from LW97066 (f) and WL60423 (i) is noteworthy.

维普资讯 http://www.cqvip.com

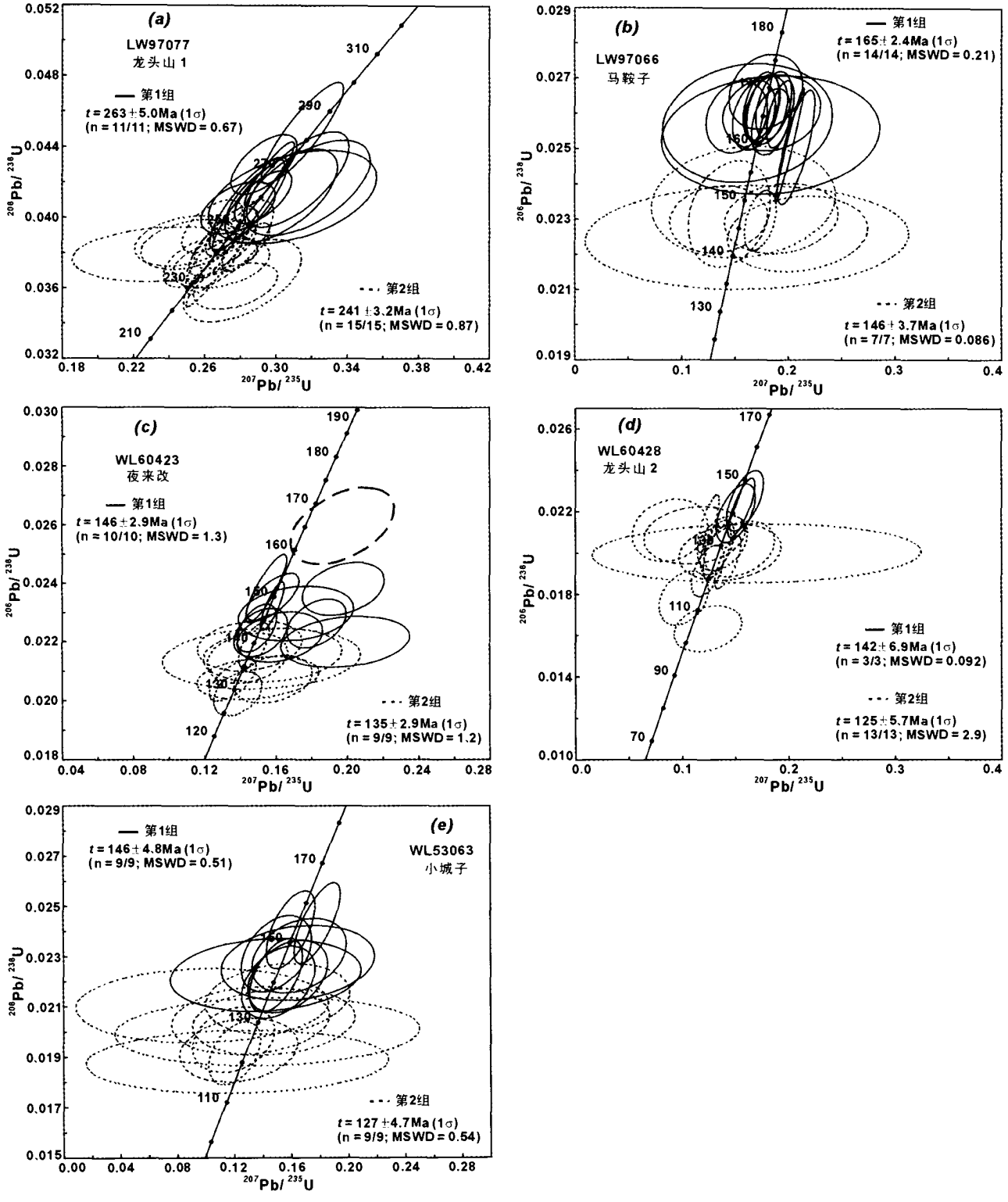

图7 林西地区5个典型花岗岩体的继承锆石/前锆石(第1组)和岩浆锆石(第2组)的U-Pb年龄谐和图

Fig. 7 U-Pb concordia diagrams of SHRIMP analyses on the inherited / antecrystal (Group 1) and magmatic (Group 2) zircons from the Linxi granitoids.

第1组锆石不可能从早二叠世或者晚侏罗世火山岩同化混染而来，因为5个岩体的围岩是晚二叠世林西组、早二叠世黄岗梁组以及少量中侏罗世碎屑沉积岩(图2、3)。其次，第1组锆石的长/短轴比值相对较小；扇形环带不发育；

维普资讯 http://www.cqvip.com

明亮的重结晶区域广泛发育。上述岩相学特征暗示着深成的缓慢结晶环境,而不是喷发的快速冷凝结晶环境(Nemchin and Pidgeon, 1997; Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin and Schaltegger, 2003; Corfu *et al.*, 2003)。第1组锆石呈暗的阴极发光,Y、U和Th的含量可以高达几千个ppm甚至超过1wt.%(Liu *et al.*, 2006, *in revision*),是在低熔体分数岩浆或晶体粥中生长的。正常的花岗质岩浆代表了较高程度部分熔融的产物,因而,第1组锆石不是从花岗岩围岩中捕获的;5个岩体中也未发现其他花岗岩的捕掳体。第三,两组锆石之间的核-缘结构及其年龄间隔说明,第1组锆石是在5个花岗岩体侵位或者结晶之前生长的。虽然从底侵镁铁质岩浆如林西辉长岩中晶出的锆石为细长柱状(评阅人之一的评审意见,2006),根据本文作者的研究,华北其他地区的辉长岩锆石表现出较大的粒径;幔源岩石如金伯利岩(Valley *et al.*, 1998)或深成岩类(King *et al.*, 1998)中可以结晶出粗大的锆石。第1组锆石的岩相学特征、高而多变的替代元素含量、及其多个内部熔蚀面说明,本组锆石或者是从源岩或者是从源岩的熔融分异产物晶出的,以后一种可能性更大。所以,本组锆石是源岩继承锆石或前锆石(ante-zircon, antecrystal);它们的$^{206}Pb/^{238}U$年龄代表了源岩或者它们的熔融分异产物的年龄。前锆石是从同一火成系统的晶体粥或者已固结的岩浆中再循环而来的。锆石环带被多个内部熔蚀面截切的情况,记录了多次生长和熔蚀,反映了长期演化的火成系统的多个结冰-融化旋回。因此,第1组锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄及其Hf同位素组成记录了源岩从形成到多次熔融分异(中间分异)的过程;第2组锆石则记录了从源岩的熔融分异产物最终熔出花岗岩浆、到花岗岩浆结晶侵位的过程。

如图7,5个样品的岩浆锆石的SHRIMP U-Pb定年确定了龙头山1岩体的年龄为早三叠世(241Ma),马鞍子岩体的年龄为晚侏罗世末(146Ma),夜来改岩体、龙头山2岩体和小城子岩体的年龄分别为135Ma、125Ma、127Ma,均侵位于早白垩世。另一方面,继承锆石/前锆石的SHRIMP U-Pb定年确定了5个岩体的源岩或者其熔融分异产物的年龄:龙头山1者为早二叠世(263Ma),马鞍子者为中侏罗世(165Ma),夜来改、龙头山2和小城子者为晚侏罗世末到早白垩世初(146Ma~142Ma)。值得注意的是,3个早白垩世花岗岩体的源岩的形成,与晚侏罗世末马鞍子花岗岩体的形成是同时期的,即都在~146Ma。

6 继承锆石/前锆石(第1组)和岩浆锆石(第2组)的Hf同位素组成

按照5个样品的继承锆石/前锆石和岩浆锆石的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄、$^{176}Lu/^{177}Hf$和$^{176}Hf/^{177}Hf$测定值,计算了$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$和$\varepsilon_{Hf}(t)$初始值。图8展示了5个样品的10组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$随着$^{206}Pb/^{238}U$年龄的变化。如图8,10组锆

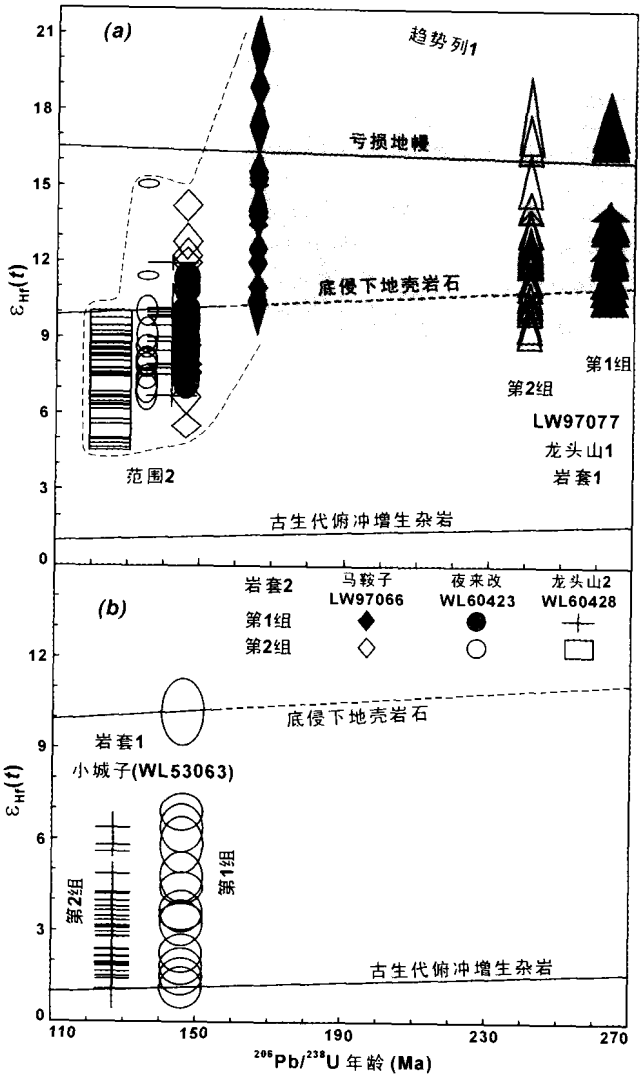

图8 龙头山1、马鞍子、夜来改和龙头山2((a))以及小城子((b))岩体的继承锆石/前锆石(第1组)和岩浆锆石(第2组)的$\varepsilon_{Hf}(t)$ vs 加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄的协变图。根据亏损地幔的现今$^{176}Hf/^{177}Hf=0.28325$和$^{176}Lu/^{177}Hf=0.0384$(Griffin *et al.*, 2000),构筑了其Hf同位素演化线。以镁铁质下地壳的现今$^{176}Lu/^{177}Hf=0.022$(Amelin *et al.*, 1999; 2000)和远洋沉积物的现今$^{176}Lu/^{177}Hf=0.027$(Patchett *et al.*, 1984),分别通过小城子岩体(WL53063)继承锆石/前锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$的最高值和最低值,依次构筑了底侵下地壳岩石和古生代俯冲增生杂岩的Hf同位素生长线。每个样点的纵向尺度表示$\varepsilon_{Hf}(t)$的2σ误差,每组锆石数据的水平尺度表示加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄的2σ误差

Fig. 8 Diagrams of $\varepsilon_{Hf}(t)$ vs the weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age for the inherited / antecrystal (Group 1) and magmatic (Group 2) zircons from the Longtoushan 1, Maanzi, Yelaigai, Longtoushan 2 ((a)), and Xiaochengzi ((b)) intrusions. In (a), the depleted mantle Hf isotope evolution curve was constructed using present-day $^{176}Hf/^{177}Hf=0.28325$ and $^{176}Lu/^{177}Hf=0.0384$ (Griffin *et al.*, 2000).

维普资讯 http://www.cqvip.com

In (a) and (b), Hf isotope growth curve of underplated lower-crustal rocks was constructed using present-day $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.022$ for the ferromagnesian lower crust (Amelin *et al.*, 1999; 2000), and that of Paleozoic subduction accretion complexes with present-day $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.027$ for the pelagic sediments (Patchett *et al.*, 1984). These growth curves were respectively fit through the maximum and minimum $\varepsilon_{Hf}(t)$ of inherited zircons from Xiaochengzi (WL53063). The perpendicular dimension of each data shows 2σ error of its $\varepsilon_{Hf}(t)$, whereas the horizontal dimension of each zircon group shows 2σ error of its weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age.

石的$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$和$\varepsilon_{Hf}(t)$值在每组内部和10组之间均表现出宽阔的变化。10组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值的组内标准离差(σ从1.18变化到3.10；这5个花岗岩体的全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值的岩体内标准离差则从0.02变化到0.95(表1,图9)。前者显著大于后者。5个岩体的10组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值明显表现出3个分布范围。第1个范围如下：龙头山1岩体(LW97077)的继承锆石/前锆石者从10.77变化到17.68(平均值为13.63,标准离差$\sigma=2.17, n=15$)；龙头山1岩体的岩浆锆石者从9.38变化到17.81(平均值为12.39,$\sigma=2.06, n=25$)；马鞍子岩体(LW97066)的继承锆石/前锆石者则从10.41变化到20.42(平均值为14.30,$\sigma=3.06, n=14$)。如图8(a),以上3组锆石构成1个近乎平行于亏损地幔Hf同位素演化线的趋势列,称为趋势列1(灰色阴影区)。第2个范围如下：马鞍子岩体(LW97066)的岩浆锆石者从5.48到14.20(平均值为9.72,$\sigma=3.10, n=9$)；夜来改岩体(WL60423)的继承锆石/前锆石者从7.31到11.36(平均值为9.14,$\sigma=1.18, n=21$),岩浆锆石者从6.83到15.04(平均值为8.98,$\sigma=2.30, n=12$)；龙头山2岩体(WL60428)的继承锆石/前锆石者从6.67到11.93(平均值为8.92,$\sigma=1.36, n=16$),岩浆锆石者从5.05到9.74(平均值为7.48,$\sigma=1.46, n=20$)。上述5组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值相对于同时期亏损地幔者的离差平均值,是构成趋势列1的前3组锆石者的~2到~4倍,明显偏离亏损地幔的Hf同位素演化线,并且有随年龄变年轻(146Ma~125Ma)而偏离程度趋于增加的趋势(图8(a)的范围2)。

小城子岩体(WL53063)的$\varepsilon_{Hf}(t)$值代表了第3个范围：继承锆石/前锆石者从1.13变化到10.17(平均值为4.26,$\sigma=2.56, n=13$),岩浆锆石者从1.07变化到6.37(平均值为3.06,$\sigma=1.34, n=30$)。位于林西镇南西的小城子岩体的$\varepsilon_{Hf}(t)$值,显著低于位于林西镇以北的其余4个岩体者,比后者更显著地往下偏移亏损地幔的Hf同位素演化线(图8(a)和(b))。

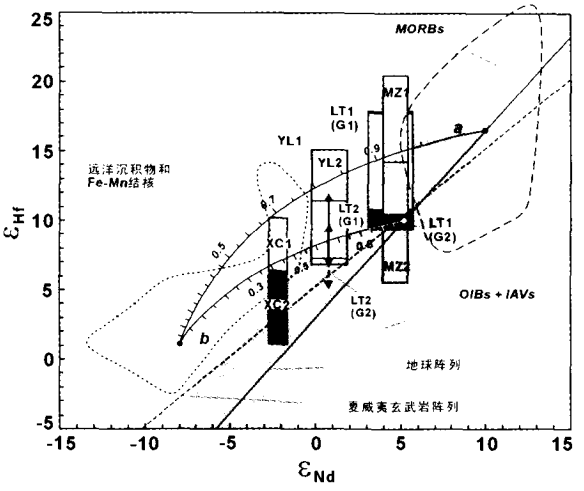

图9 林西花岗岩的锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$-全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$协变图。LT1(G1)/LT1(G2)：龙头山1岩体的第1/2组锆石；MZ1/MZ2：马鞍子的第1/2组锆石；YL1/YL2：夜来改的第1/2组锆石；LT2(G1)/LT2(G2)：龙头山2的第1/2组锆石；XC1/XC2：小城子的第1/2组锆石。根据Liu *et al.* (2005)的Sm-Nd同位素数据,按照每个岩体岩浆锆石的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄计算全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值。MORBs和OIBs + IAVs的范围以及地球阵列据Vervoort *et al.* (1999)。远洋沉积物和Fe-Mn结核的范围以及夏威夷玄武岩阵列据Blichert-Toft *et al.* (1999)。曲线a是由MORB和远洋沉积物2端员构成的混合双曲线,b是由底侵镁铁质岩石和远洋沉积物2端员构成的混合双曲线。a/b上的刻度和数字表示MORB/底侵镁铁质岩石以0.05为增量的质量分数

Fig. 9 Zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ versus whole-rock $\varepsilon_{Nd}(t)$ diagram for the 5 Linxi granitoid intrusions. LT1(G1)/LT1(G2): Group 1/2 zircons from Longtoushan 1; MZ1/MZ2: Group 1/2 zircons from Maanzi; YL1/YL2: Group 1/2 zircons from Yelaigai; LT2(G1)/LT2(G2): Group 1/2 zircons from Longtoushan 2; XC1/XC2: Group 1/2 zircons from Xiaochengzi. From Sm-Nd isotopic data (Liu *et al.*, 2005), whole-rock $\varepsilon_{Nd}(t)$ of the Linxi granitoids recalculated to the weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age of magmatic zircons for each intrusion. Fields of the MORBs and OIBs + IAVs, and the terrestrial array from Vervoort *et al.* (1999). The Hawaiian basalt array, and the field of pelagic sediments and Fe-Mn nodules from Blichert-Toft *et al.* (1999). a is a hyperbola of mixing between components MORB and pelagic sediments, and b that between the underplated mafic rock and pelagic sediments. Tick marks on a / b represent 0.05 increment mass fraction MORB / underplated mafic rock.

7 讨论

7.1 林西花岗岩类的源岩

从理论上来说,林西花岗岩类可以由岩浆混合、同化-分离结晶(AFC)以及下地壳熔融形成。岩浆混合将产生过冷却的微粒岩浆包体(譬如,Poli and Tommasini, 1991; Tepley *et al.*, 2000)。但是,闪长质微粒包体仅稀疏出现于龙头山1岩体中(<1%),在其余4个岩体中含量更低甚至缺失。上述事实反映林西花岗岩并没有发生显著的岩浆混合。出于以下2个理由,同化-分离结晶也不是林西花岗岩的主要

维普资讯 http://www.cqvip.com

成岩机制。第一,正如本次 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年所表明的,早三叠世龙头山 1 岩体锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄都年轻于 300Ma,其余 4 个晚侏罗世末-早白垩世花岗岩体锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄都年轻于 200Ma。5 个岩体的锆石都发育振荡环带或扇形环带,表明都是岩浆生长成因,而不是碎屑锆石。上述岩相学和年龄 2 个方面的证据表明,5 个花岗岩体中的锆石都不是从围岩——早二叠世黄岗梁组和晚二叠世林西组碎屑沉积岩中经同化混染而来的。第二,随着越来越多的地壳岩石被同化进入岩浆,岩浆的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值将越来越高并且趋于分散,$\varepsilon_{Nd}(t)$值将越来越低并且趋于分散(DePaolo, 1981)。如表 1,在 5 个岩体中,小城子岩体的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值最高、$\varepsilon_{Nd}(t)$值最低;但是,两套数值却群集于一起而不是分散分布。综合上述,以上证据支持林西花岗岩类是从下地壳岩石中熔融而成的。

本次研究对林西花岗岩锆石共做了 100 个$^{206}Pb/^{238}U$年龄测定,都年轻于 300Ma,这表明在下地壳源区不存在前寒武纪岩石。其次,本次研究对林西地区 5 个花岗岩体中的锆石共做了 175 个 Hf 同位素分析,对应的$\varepsilon_{Hf}(t)$均为高正值。小城子岩体的 Hf 同位素亏损地幔模式年龄均年轻于 800Ma,其余 4 个岩体者则均年轻于 600Ma。上述 Hf 同位素参数以及正或高$\varepsilon_{Nd}(t)$值、低$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$值(Liu *et al.*, 2005)(表 1)共同表明:林西花岗岩类的源岩具有初生地壳物质的性质,显生宙是显著的大陆地壳生长期。根据锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄及其 Hf 同位素组成,并且结合区域构造和岩石组成,林西花岗岩类及其源岩可能来源于下地壳中的 3 种初生组分:被俯冲到下地壳深度的洋壳镁铁-超镁铁岩(MORB)和古生代(C-P_1 和 O_2-S_1)俯冲增生杂岩,以及新近底侵的镁铁质岩石。花岗岩类岩石的 Nd, Sr 同位素组成仅提供了成岩过程的最终结果(Griffin *et al.*, 2002)。但是,从源岩的形成,经中间多次熔融分异,直到最终熔融产生花岗岩,下地壳源区涉及到了不同的源岩组分或者不同分数的源岩组分。继承锆石/前锆石、岩浆锆石及其不同生长环带记录了上述过程,它们的 Hf 同位素组成提供了分辨不同源岩组分的有力工具。5 个花岗岩体的锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值比全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值的变化范围要宽广的多,也支持上述看法。因此,花岗岩全岩的 Nd,Sr 同位素组成反映了最终结果,各种锆石及其生长环带则记录了源岩形成-中间熔融分异-最终产生花岗岩浆的过程。

图 9 表示了 5 个岩体的锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$-全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$协变关系。如图 9,林西花岗岩的样点分布于地球阵列以及洋岛玄武岩(OIBs)和岛弧火山岩(IAVs)之上,表明不是由幔源组分与正常大陆地壳组分的混合形成的。夏威夷玄武岩的阵列缓于地球阵列,其源区含有远洋沉积物的组分(Blichert-Toft *et al.*, 1999)。林西花岗岩的样点甚至高于夏威夷玄武岩阵列,表明源区明显含有远洋沉积物组分。林西地区的古生代俯冲增生杂岩主要由各种片岩类构成,后者的原岩即是富含粘土矿物的远洋沉积物。因而,古生代俯冲增生杂岩是林西花岗岩的源岩组分之一。小城子岩体继承锆石/前锆石的最低$\varepsilon_{Hf}(t)$值(=1.13)是 5 个岩体锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值的最低者(图 8 和 9),以其作为远洋沉积物端员的ε_{Hf}值,后者的ε_{Nd}值假定为 -8。如图 8,以该最低$\varepsilon_{Hf}(t)$值(=1.13, t=146Ma)和远洋沉积物的现今$^{176}Lu/^{177}Hf$=0.027 (Patchett *et al.*, 1984),构筑了古生代俯冲增生杂岩的 Hf 同位素生长线。如图 8(a),龙头山 1 岩体(LW97077)的继承锆石/前锆石和岩浆锆石以及马鞍子岩体(LW97066)的继承锆石/前锆石,3 组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值在亏损地幔的 Hf 同位素演化线的上、下两侧分布,明显表现出洋壳(MORB)的 Hf 同位素特征。如图 9,虽然 3 组锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值完全落入洋壳(MORB)的范围,它们的寄主花岗岩——龙头山 1 岩体和马鞍子岩体的全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值却稍微偏离后者。假设 MORB 端员的ε_{Nd}值为 +10,根据地球岩石的关系式$\varepsilon_{Hf}=1.36\times\varepsilon_{Nd}+2.95$ (Vervoort *et al.*, 1999),计算 MORB 端员的ε_{Hf}值为 +16.55。正常 MORB 的 Nd、Hf 丰度分别为 7.30ppm 和 2.05ppm (Sun & McDonough, 1989),Nd/Hf 比值为 3.56。远洋沉积物的 Nd/Hf 比值为 12 (Patchett *et al.*, 1984)。根据 Patchett *et al.* (1984)的表 2,将远洋沉积物端员的 Nd、Hf 丰度分别计算为 36.55ppm 和 3.05ppm。在上述边界条件下,模拟了源区 2 端员混合。如图 9,曲线 a 是由 MORB 和远洋沉积物 2 端员构成的混合双曲线。只需要 0.05~0.11(质量分数)的远洋沉积物组分,就可以重现龙头山 1 岩体和马鞍子岩体的$\varepsilon_{Nd}(t)$值相对于 MORB 的偏转,但是,所产生的$\varepsilon_{Hf}(t)$值的降低幅度是 1.1~2.4 个ε单位,远小于 3 组锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值的变化幅度。这是因为富含粘土矿物的远洋沉积物富 REE、贫 Hf(Patchett *et al.*, 1984; Vervoort *et al.*, 1999),从而混合双曲线呈现上凸的特征。如图 8(a),龙头山 1 岩体(LW97077)的继承锆石/前锆石和岩浆锆石以及马鞍子岩体(LW97066)的继承锆石/前锆石,3 者的$\varepsilon_{Hf}(t)$值的变化幅度分别为6.91,8.43,10.01,随着年龄变年轻有增大的趋势。所以,上述 3 组锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值的变化除了反映 MORB 和少量远洋沉积物的混合作用以外,主要反映了源岩 Lu/Hf 分馏所带来的放射性$^{176}Hf/^{177}Hf$时间积累效应。

锆石和金红石富 Hf、具低 Lu/Hf 比值(Green and Pearson, 1986; Foley *et al.*, 2000)。上述 2 个矿物可以稳定存在于高压变质的镁铁质岩石中(Scherer *et al.*, 2000; Schmitz *et al.*, 2004)。钛铁矿和钛磁铁矿贫 Hf,从而导致镁铁质高级变质岩的高 Lu/Hf 比值(Schmitz *et al.*, 2004)。石榴石可以强烈地分馏 Lu/Hf,但是,它不是区内古生代俯冲增生杂岩的重要变质矿物相。俯冲或逆掩推覆到下地壳或上地幔深度的洋壳,其中所含有的上述副矿物将造成显著的 Lu/Hf 分馏。Schmitz *et al.* (2004)的研究表明,南部非洲的下地壳镁铁质麻粒岩的$^{176}Lu/^{177}Hf$变化幅度达~0.05。

假设上述 3 组锆石的源岩的年龄为 403Ma,这是位于林西镇北西的贺根山蛇绿岩的年龄。由 MORB 与 0.05~0.11 的远洋沉积物所构成的源岩,其ε_{Hf}值的初始变化幅度为 1.3

维普资讯 http://www.cqvip.com

表2 第1组和第2组锆石的形成所涉及的源岩组分的质量分数

Table 2 Mass fractions of source components involved in the generation of Groups 1 and 2 zircons

源岩组分	龙头山1	小城子	马鞍子		夜来改				龙头山2	
			第1组	第2组	第1组		第2组		第1组	第2组
	第1组和第2组	第1组和第2组		主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群	主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值	少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群	主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值	少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群	主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群	
洋壳镁铁-超镁铁岩(MORB)	0.89~0.95		0.9~0.94	0.78~0.9	0.67~0.75		0.74~0.93		0.77~0.78	
底侵镁铁质岩石		~0~0.36		0.27~0.75	0.47~~1		0.4~~1		0.4~~1	0.23~0.95
古生代俯冲增生杂岩(远洋沉积物)	0.05~0.11	0.64~~1	0.06~0.1	0.25~0.73 0.1~0.22	~0~0.53	0.25~0.33	~0~0.6	0.07~0.26	~0~0.6	0.22~0.23 0.05~0.77

*定量模拟的边界条件见正文。在图8上，主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值位于底侵镁铁质岩石的Hf同位素生长线之下，少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群位于后者之上

个 ε 单位。假设其 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值的变化范围为0.05。这些源岩演化到263Ma时的 ε_{Hf} 变化幅度达5.9个 ε 单位，241Ma时的 ε_{Hf} 变化幅度达6.7个 ε 单位，165Ma时的 ε_{Hf} 变化幅度达9.2个 ε 单位。假设这3组锆石的源岩的年龄为中奥陶世(450Ma)，这是位于林西镇南西的柯单山蛇绿岩的年龄。这些源岩演化到263Ma、241Ma和165Ma时的 ε_{Hf} 变化幅度分别达7.5、8.2和10.7个 ε 单位。上述计算表明，由MORB源岩变质 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 分馏的时间积累效应造成的 ε_{Hf} 变化幅度，与上述3组锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值的变化幅度是可比的。与Lu-Hf体系不同，3组锆石的MORB源岩的高压变质作用并不能造成显著的Sm/Nd分馏，这是因为Sm、Nd是由富集轻稀土和中组稀土的辉石、斜长石和闪石类造岩矿物所控制的。

如图8和9，小城子岩体的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值和全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值显著低于MORB；除1个样点以外，由MORB和远洋沉积物构成的混合双曲线a错失该岩体的所有锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值。上述特征表明小城子岩体的源岩的幔源组分不是MORB，而是新近底侵的镁铁质岩石。小城子岩体的继承锆石/前锆石的最高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为~10，根据 $\varepsilon_{Hf}=1.36\times\varepsilon_{Nd}+2.95$ (Vervoort *et al.*, 1999)，算得其所对应的地球阵列的 ε_{Nd} 值为5.2。上述 ε_{Hf} 和 ε_{Nd} 值为新近底侵的镁铁质岩石者提供了一个近似的估计，它们显著低于MORB，说明底侵镁铁质岩石来源于被俯冲洋壳交代的岩石圈地幔。如图8，以 $\varepsilon_{Hf}(t)=10$ ($t=146$Ma)和镁铁质下地壳的现今 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值(=0.022)(Amelin *et al.*, 1999; 2000)，构筑了底侵下地壳岩石的Hf同位素生长线。假设底侵镁铁质岩石具有洋岛玄武岩(OIB)的Nd (38.5ppm)、Hf (7.8ppm)丰度和Nd/Hf比值(4.94)(Sun & McDonough, 1989)。远洋沉积物端员的 ε_{Hf}、ε_{Nd} 值和Nd、Hf丰度及其比值同上。如图9，曲线b是由底侵镁铁质岩石和远洋沉积物2端员构成的混合双曲线，由0.64~1的远洋沉积物即古生代俯冲增生杂岩与0~0.36的底侵镁铁质岩石构成的源岩，可以重现小城子岩体锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值的变化。

如图8(a)，范围2内的5组锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值，大致以底侵下地壳岩石的Hf同位素生长线为界自然分为2群。大部分 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值位于该生长线之下，并且连续变化。少数 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值位于该生长线之上，与主群数据具有明显间断，但是却落入构成趋势列1的3组锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值的范围内。这些少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群包括：马鞍子岩体岩浆锆石的4个数据，夜来改岩体继承锆石/前锆石的3个数据和岩浆锆石的2个数据，龙头山2岩体继承锆石/前锆石的1个数据(图8(a))。因此，上述5组锆石的源岩包含了2个幔源组分：底侵镁铁质岩石(对于主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值而言)；MORB(对于少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值而言)。

如图9，以底侵镁铁质岩石和远洋沉积物作为源岩的2个端员，对图8(a)上范围2内的5组锆石的主群 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值进行了源区混合模拟(双曲线b)。以MORB和远洋沉积物作

维普资讯 http://www.cqvip.com

为源岩的2个端员,对5组锆石的少数高 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值群进行了源区混合模拟(图9,双曲线a)。模拟结果见表2。需要说明的是,由于端员成分的不确定性,表2的模拟结果并不具备确切的数量意义,但是,它们对5个林西花岗岩体的源岩组成给出了约束。龙头山1岩体的源岩基本是洋壳镁铁-超镁铁岩(MORB),小城子岩体的源岩以古生代俯冲增生杂岩为主,其次是底侵镁铁质岩石。构成岩套2的马鞍子、夜来改和龙头山2岩体,它们的源岩以底侵镁铁质岩石为主,其次是古生代俯冲增生杂岩,以及少量的洋壳铁镁-超镁铁岩。

7.2 下地壳的成分和热的演化、区域对比以及地球动力学意义

两类锆石及其生长期的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值随 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的变化生动地记录了源岩成分的演化,这与岩浆活动和热演化一起,描绘了下地壳成分和热体制的演化。正如龙头山1花岗岩体的继承锆石/前锆石和岩浆锆石所记录的,在早二叠世(263Ma)和早三叠世(241Ma),俯冲到下地壳或者上地幔顶部的洋壳板片发生了重熔。这提供了中亚造山带花岗岩直接由俯冲洋壳熔融产生的实例。Ma *et al.* (1991)和Lu and Xia (1993)的研究表明,在索仑缝合带内及其两侧,在30~50km深度范围,存在着一系列镁铁-超镁铁岩的透镜体,它们是俯冲或逆掩的蛇绿岩片。

二叠纪-三叠纪,在索仑缝合带以南正活跃着安第斯型的岩浆作用。这些"安第斯型"岩浆或者来源于俯冲洋壳交代了的上覆岩石圈地幔,但是也不排除来源于俯冲板片的可能。二叠纪,在索仑缝合带以北广泛发育碱性花岗岩浆活动,这包括内蒙古北部的二叠纪碱性花岗岩(洪大卫等,1994)以及东北的大兴安岭北段的碱性花岗岩(292±4~260±3Ma; 5个锆石U-Pb年龄)(Wu *et al.*, 2002)。东北地区广泛发育晚三叠世到早侏罗世后碰撞A型花岗岩(212±2~190±2Ma; 3个锆石U-Pb年龄和3个全岩Rb-Sr年龄)(Wu *et al.*, 2002);标志着中亚造山带最东段的末期岩浆活动。不排除这些碱性花岗岩由下部洋壳板片(海水难以渗透的部分)熔融产生的可能。本研究的重要启示是,应重新审视上述"安第斯型"岩浆或碱性花岗岩浆直接来源于俯冲板片的可能性。

正如马鞍子花岗岩的继承锆石/前锆石所记录的,在中侏罗世(165Ma),俯冲到下地壳底部的洋壳板片发生了重熔,这说明俯冲洋壳仍然大量滞留于下地壳。中侏罗世末到晚侏罗世初,华北-蒙古复合块体与西伯利亚板块沿着蒙古-鄂霍次克缝合带碰撞拼合(Zorin *et al.*, 1995; Kravchinsky *et al.*, 2002)。中亚造山带东段总体上仍处于围限或挤压体制下,不提供发生洋壳折返的动力学机制。中侏罗世(165Ma)的熔融事件与快速扩张的太平洋微板块的西部、东部俯冲带的中侏罗世-晚侏罗世初的强烈岩浆活动(Bartolini and Larson, 2001)是同期的。如图1(a),侏罗纪的花岗岩浆活动在包括东北和华北在内的中国东部大陆留下了广泛的记录,譬如东北地区从184Ma到137Ma的花岗岩类(3个锆石U-Pb年龄; Wu *et al.*, 2002)、辽东半岛从180Ma到153Ma的花岗岩类(杨进辉等,2004)、胶东半岛从166Ma到152Ma的花岗岩类(玲珑花岗岩)(8个SHRIMP锆石U-Pb年龄; Zhang, 1992; Wang *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2003)以及燕山地区从159±2Ma到151±2Ma的花岗岩类(3个锆石U-Pb年龄; Davis *et al.*, 2001)。林西地区中侏罗世的熔融事件可能与太平洋板块的扩张和俯冲相联系,也可能与华北-蒙古复合块体与西伯利亚板块的碰撞拼合有关,其确切的地球动力学意义仍待查明。

正如图8(a)的范围2内的5组锆石所记录的,从晚侏罗世末到早白垩世(146~125Ma),大兴安岭南段下地壳的源区组成发生了突变,俯冲洋壳组分显著减少,底侵镁铁质岩石成为主要组分。地幔上隆和镁铁质岩浆底侵、滞留于下地壳底部到上地幔顶部的洋壳残片发生折返,是导致下地壳源区组成发生突变的最直接的解释。贺根山蛇绿岩的变质玄武岩中的变质闪石的K-Ar年龄为早白垩世(110~130Ma)(Nozaka and Liu, 2002),我们解释该年龄代表了贺根山蛇绿岩折返冷却的年龄。但是,本研究表明,地幔上隆和镁铁质岩浆底侵以及洋壳板片的折返于晚侏罗世末(146Ma)就开始了,并于早白垩世达到颠峰。内蒙古中部和北部伸展盆地和变质核杂岩从晚侏罗世末起始、于早白垩世达到鼎盛的历史(郑亚东等,1990; Webb *et al.*, 1999; Davis *et al.*, 2002; Meng, 2003),也从另一个方面记录了这一动力学过程。晚侏罗世末,华北-蒙古复合块体与西伯利亚板块的碰撞拼合已经结束,处于碰撞后松弛阶段。另一方面,从~150Ma到~140Ma,太平洋板块的扩张减慢下来(Bartolini and Larson, 2001)。研究区及其周边的上述地球动力学背景,也倾向于诱导晚侏罗世末-早白垩世的地幔上隆以及洋壳板片的折返。

需要说明的是,假如第1组锆石是从底侵岩石中继承的,其年龄直接代表了底侵作用的年龄。假如第1组锆石是前锆石,即来自于底侵岩石的分异或熔融产物,由于熔融作用的热量是由后续的底侵作用提供,前锆石的年龄也间接代表了底侵作用的时限。

7.3 熔融组分不断增多和熔融区域逐渐扩张的源区过程

图10展示了5个岩体的10组锆石从中心到边缘的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值变化。龙头山1岩体(LW97077)的继承锆石/前锆石(图10(a))和岩浆锆石(图10(b))从中心到边缘,$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值呈现波动性变化,但是总体较高,部分生长期高于0.283000。马鞍子岩体(LW97066)的继承锆石/前锆石各生长期的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值也有波动性变化,生长期Ⅰ和Ⅲ的部分靶点高于0.283100(图10(c))。MORB和古生代俯冲增生杂岩以不同分数卷入熔融以及两者的变质Lu/Hf分馏所带来的 $^{176}Lu\rightarrow^{177}Hf$ 时间积累效应,导致了源岩 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值的不均一性。多次熔融对 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 不均一的源岩的多次"采样",是锆石各生长期 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值波动性变化的原因。

维普资讯 http://www.cqvip.com

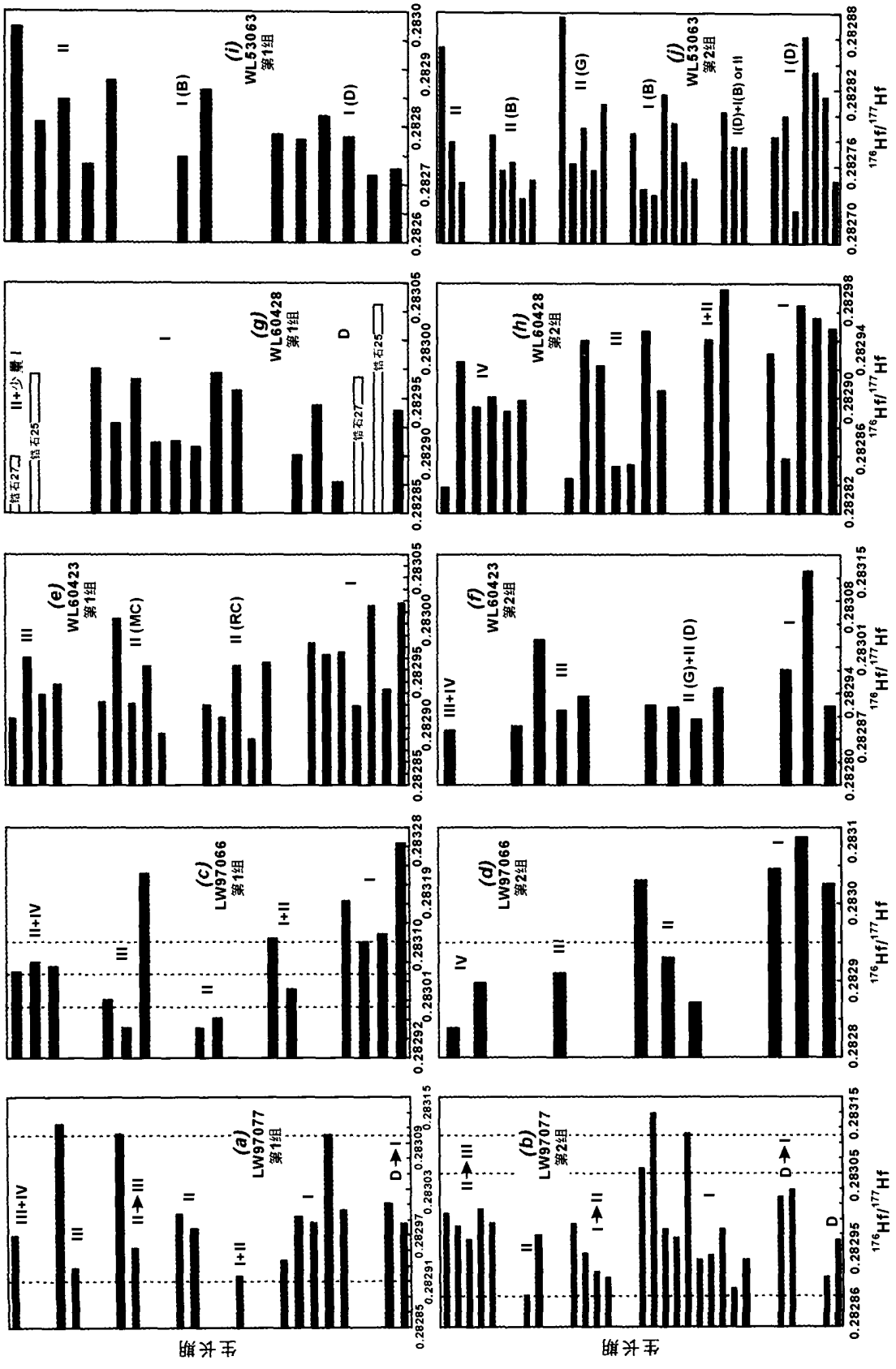

图10 5个岩体的继承锆石/前锆石(第1组)(第1排)和岩浆锆石(第2组)(第2排)从中心到边缘各生长期的$^{176}Hf/^{177}Hf$值条形图。纵坐标从下往上表示锆石从中心到边缘各生长期(期号以罗马字母Ⅰ,Ⅱ,Ⅲ等表示)的顺序

Fig. 10 $^{176}Hf/^{177}Hf$ ratios of various growth stages of the inherited / antecrystal (Group 1) (the top row) and magmatic (Group 2) (the bottom row) zircons from the five intrusions, shown from bottom to top along the perpendicular axis in the order from center to margin of zircons.

维普资讯 http://www.cqvip.com

马鞍子岩体(LW97066)的岩浆锆石从核心到边缘，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值呈现降低的趋势(图 10(d))。如图 10(e)，夜来改岩体(WL60423)的继承锆石/前锆石从生长期Ⅰ→Ⅱ→Ⅲ，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值总体下降；如图 10(f)，夜来改岩体的岩浆锆石从生长期Ⅰ→Ⅲ→Ⅳ，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值也呈现下降的趋势。如图 10(g)，龙头山 2 岩体(WL60428)的继承锆石/前锆石的边缘(生长期Ⅱ)的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值显著低于核心和幔部(生长期 D 和Ⅰ)；如图 10(h)，龙头山 2 岩体的岩浆锆石从生长期Ⅰ→Ⅲ→Ⅳ，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值呈现总体下降的趋势。以上 5 组锆石(t = 146 ~ 125Ma)从中心到边缘的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 降低趋势，反映卷入熔融的古生代俯冲增生杂岩的量是随着时间逐渐增加的。地幔上隆和镁铁质岩浆底侵造成下地壳的地温梯度升高，熔融区域从下地壳底部(底侵镁铁质岩石和俯冲镁铁-超镁铁岩)往上扩张(前两者 + 远洋沉积物即古生代俯冲增生杂岩)。值得注意的是，上述 5 组锆石的寄主岩体——马鞍子、夜来改和龙头山 2 岩体产出于林西镇以北。

上述 4 个岩体的继承锆石/前锆石的 U、Th、Y 含量呈现大幅度变化，暗色 CL 生长期或环带者最高可达 2.39 wt.%，熔蚀面或者明亮 CL 生长期者可低到 0.0n% 到 0.00n% 甚至以下(Liu *et al.*, 2006)。继承锆石/前锆石的高 U、Th、Y 含量以及多个熔蚀间断面和重结晶区域的发育，反映源岩经历了多个低程度(低熔体分数)熔融 - 结冰或固结 - 再融化旋回；锆石则经历了从低分数熔体中生长 - 在固结岩浆或晶粥中居留 - 再循环到重熔岩浆的过程。源岩的多次低分数熔融，逐步将 U、Th、Y 等不相容元素和长英质易熔元素萃取富集，从而促进了初生岩石的中间分异(intermediary differentiation)。5 个林西花岗岩体中普遍存在继承锆石/前锆石，说明初生镁铁质 - 超镁铁质源岩首先需经过中间分异，然后才能从熔融分异产物进一步熔融出花岗岩浆。

4 个岩体的岩浆锆石从核心到边缘，U、Th、Y 含量有降低的趋势(Liu *et al.*, 2006)，这记录了寄主岩浆的熔体分数不断增大(不相容元素浓度逐渐降低)的过程。由于地温梯度不断升高，以及源岩经多次熔融分异愈加富集易熔的长英质组分和不相容元素，导致岩浆的熔体分数逐步提高。

如图 10(i)，小城子岩体(WL53063)的继承锆石/前锆石从生长期Ⅰ(D)→Ⅰ(B)→Ⅱ，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 值呈现上升的趋势，这与产出于林西镇以北的上述 3 个岩体的锆石者正好相反。如图 8(b)和图 11(i)，生长期Ⅰ(D)的 $(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$ 值接近于古生代俯冲增生杂岩，Ⅰ(B)和Ⅱ则向底侵下地壳岩石者接近。因而，Ⅰ(D)所由之生长的初始岩浆主要来源于古生代俯冲增生杂岩；但是，Ⅰ(B)和Ⅱ所由之生长的岩浆的产生卷入了较多的底侵镁铁质岩石。这一熔融顺序与上述 3 个岩体恰好相反。一个可能的解释是，底侵作用在林西镇以南要明显弱于林西镇以北，下地壳底部一个较薄的底侵岩石层并不能阻止古生代俯冲增生杂岩从一开始就卷入熔融。反之，水化的远洋沉积物将比相对'干'的底侵岩石易熔。不管如何，上述过程也反映了随着时间熔融区域扩张和熔融组分增多的过程。

如图 11，林西地区的 5 个花岗岩体的岩浆锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值系统低于继承锆石/前锆石者。因此，从源岩形成及其熔融分异到产生花岗岩浆的期间，熔融区域也是逐渐扩张，熔融组分是不断增多的。5 个岩体的继承锆石/前锆石与岩浆锆石之间以及每个岩体的每组锆石(t = 146 ~ 125Ma)从中心到边缘 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值的系统变化共同揭示，下地壳熔融区间的扩张发生于从源岩的初始熔融直到最终熔融产生花岗岩浆的全过程。在这整个过程中，镁铁质的初生地壳物质渐次分异演化，不断提取长英质易熔组分以及大离子亲石元素和高场强元素，终于熔融出数量可观的花岗岩浆。

7.4 岩套 1 和岩套 2 花岗岩类的形成取决于源岩的性质而不是成分

在岩套 1 或岩套 2 花岗岩类内部，同位素组成变化很大。同样属于岩套 1，龙头山 1 岩体和小城子岩体分别具有林西花岗岩中最原始的和演化程度最高的锆石 Hf 同位素组成和全岩初始 Nd-Sr 同位素组成(表 1)。在岩套 2 中，马鞍子岩体的锆石 Hf 同位素组成和全岩初始 Nd-Sr 同位素组成(表 1)属于林西花岗岩中最原始的；夜来改岩体和龙头山 2 岩体者则是明显演化了的。另一方面，岩套 1 中的龙头山 1 岩体和岩套 2 中的马鞍子岩体却具有相似的同位素组成但是截然不同的岩相学和主微量元素组成(表 1)。因此，林西地区的岩套 1 和岩套 2 花岗岩类在岩相学和化学成分上是截然不同的，但是在同位素组成上是不可分的。7.1 节的定量模拟已经表明，岩套 2 花岗岩类及其源岩主要来源于底侵镁铁质岩石和古生代俯冲增生杂岩。这些底侵岩石是在晚侏罗世末——早白垩世(146 ~ 125Ma)从地幔分离出来的；其时，古亚洲洋早已关闭，因此，它们应是贫水和相对还原的拉斑玄武质岩石。拉斑玄武质源岩的还原性质造成了铁在熔体中富集(Frost and Frost, 1997)；因而，岩套 2 呈现铁质花岗岩的特征(图 4(a))。源岩的低水活度(a_{H_2O})导致熔体富正长石而贫斜长石(Conrad *et al.*, 1988; Holtz and Johannes, 1991)。岩套 2 花岗岩富萤石，在岩套 2 花岗岩体内外产出富萤石的伟晶岩和细晶岩脉及其囊体。所以，岩套 2 花岗岩中存在着富 F 的岩浆流体。低 a_{H_2O} 和高 a_{HF} 导致萤石的沉淀，以及 HFSE、LILE 和 LREE 在岩套 2 花岗岩中富集(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987)。以斜长石为主、钾长石为次的分离结晶作用，使上述主微量元素效应在残余熔体中得到了进一步的加强(Liu *et al.*, 2005)，从而造成岩套 2 花岗岩类以正长花岗岩为主并且显示 A 型花岗岩的地球化学特征。但是，岩套 2 花岗岩类的源岩尚含有一定量的古生代俯冲增生杂岩，故其还原程度和贫水性都低/弱于纯粹的拉斑玄武岩。因而，与典型的铁质花岗岩相比，岩套 2 花岗岩的 FeO/(FeO + MgO) 和 $Na_2O + K_2O - CaO$ 值都相对较低(图 4)。

维普资讯 http://www.cqvip.com

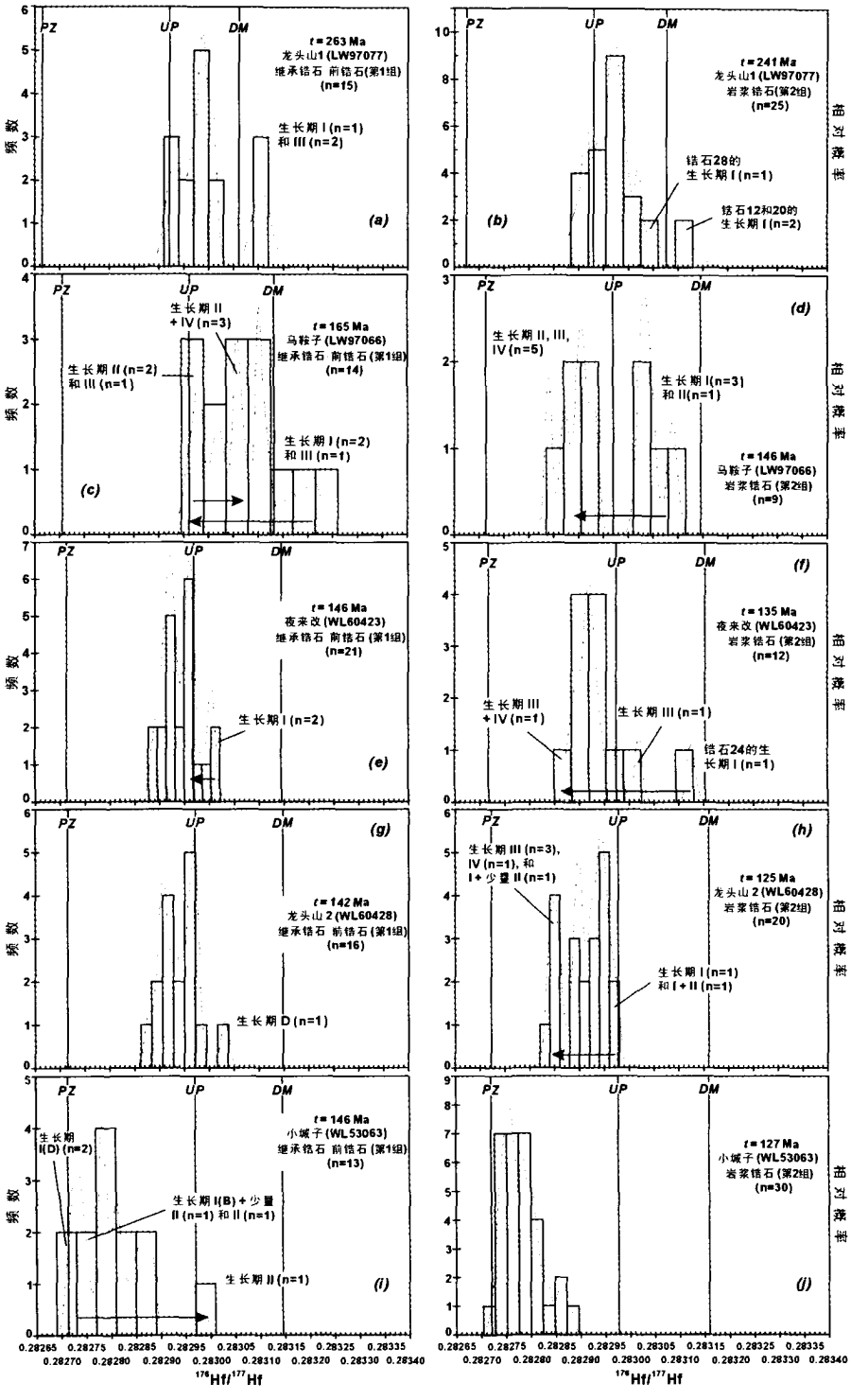

图 11　林西花岗岩的继承锆石/前锆石(左边)和岩浆锆石(右边)的$^{176}Hf/^{177}Hf$累积概率曲线和直方图。在每幅分图上，亏损地幔(DM)、底侵镁铁质岩石(UP)、古生代俯冲增生杂岩(PZ)的$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$值均计算到相应每组锆石的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄。上述贮库$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$值的计算见图 8 的说明

Fig. 11　$^{176}Hf/^{177}Hf$ cumulative probability histograms of the inherited / antecrystal (the left column) and magmatic (the right column) zircons from the Linxi granitoids. In each plot, $(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$ values of the depleted mantle (DM), underplated mafic rocks (UP), and Paleozoic subduction accretion complexes (PZ) were calculated to the weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age of the respective zircon group.

维普资讯 http://www.cqvip.com

7.1 节的定量模拟表明,龙头山 1 花岗岩的源岩基本是洋壳镁铁-超镁铁岩,小城子花岗岩的源岩以古生代俯冲增生杂岩即远洋沉积物为主。这 2 个花岗岩体(岩套 1)的共同特征是,它们的源岩都相对氧化、含水。磁铁矿的早期结晶将抑制铁在岩浆中的富集(Frost *et al.*, 2001),从而造成岩套 1 花岗岩类呈现镁质花岗岩的特征(图 4(a))。源岩富水将倾向于产生高分数的熔体,并且在残留相中斜长石不稳定、石英消失(Holtz and Johannes, 1991)。所以,熔体中 CaO 含量增加、SiO_2 含量减少。岩套 1 花岗岩类不含萤石副矿物,也不发育富萤石的伟晶岩脉和细晶岩脉,这表明岩套 1 花岗岩类不含富 F 的岩浆流体,它们的源岩中 a_{HF} 低。高 a_{H_2O}(富水)和低 a_{HF} 导致岩套 1 花岗岩中 LILE 和 LREE 相对 HFSE 富集。以角闪石为主、长石为次的分离结晶作用,使上述主微量元素效应在残余熔体中得到了进一步的加强(Liu *et al.*, 2005),从而造成岩套 1 花岗岩类以花岗闪长岩和二长花岗岩为主的岩相学特征以及 I 型花岗岩的地球化学特征。但是,小城子岩体的源岩除古生代俯冲增生杂岩以外,尚含有一定量的底侵镁铁质岩石,因此其氧化程度和含水性都低/弱于龙头山 1 岩体的源岩者。上述差异造成了小城子岩体的 FeO/(FeO + MgO) 和 $Na_2O + K_2O - CaO$ 值要高于龙头山 1 岩体者(图 4)。

8 结论

内蒙古中部林西花岗岩类继承锆石/前锆石和岩浆锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄及其 Hf 同位素组成,为探索大兴安岭南段的大陆地壳生长提供了重要的约束。早二叠世(263Ma)、早三叠世(241Ma)以及中侏罗世(165Ma)花岗岩锆石的源岩基本是俯冲到下地壳底部或上地幔顶部的洋壳镁铁-超镁铁岩。晚侏罗世末到早白垩世(146 ~ 125Ma),地幔上隆和岩浆底侵,俯冲洋壳折返,导致花岗岩类的源岩组成发生了突变,转变为底侵镁铁质岩石 + 古生代俯冲增生杂岩(远洋沉积物)。从源岩初始熔融直到最终熔融产生花岗岩浆的过程中,下地壳熔融区域逐渐扩张熔融组分不断增多。古生代洋壳镁铁-超镁铁岩以及远洋沉积物的俯冲增生、镁铁质岩浆在下地壳底部的反复底侵、俯冲增生和底侵岩石的重熔以及花岗岩的形成共同导致了大兴安岭南段大陆地壳的生长。林西花岗岩类的岩套 1 和岩套 2 的岩相学和化学成分主要取决于源岩的性质:岩套 1 者取决于含水和相对氧化的洋壳(镁铁-超镁铁岩和/或远洋沉积物),岩套 2 者取决于相对贫水和还原的底侵拉斑玄武质岩石。

致谢 在 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定中,得到了杨之青工程师、宋彪和王彦斌先生的协助;在 LA-MC-ICPMS 锆石 Hf 同位素组成测定中,得到了武俊宇同志的协助,谨致谢忱。感谢吴福元博士和杨进辉博士的讨论。感谢葛文春教授和 1 位匿名评阅人的评阅。

References

Amelin Y, Lee3 DC, Halliday A N. 2000. Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. Geochim Cosmochim Acta, 64: 4205 - 4225

Amelin Y, Lee DC, Halliday AN, Pidgeon RT. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. Nature, 399: 252 - 255

Bao ZW, Chan SH, Zhang ZT. 1994. A study on REE and Sm-Nd isotopes of Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia. Geochemistry Sinica, 23: 339 - 349

Bartolini A and Larson RL. 2001. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. Geology, 29(8): 735 - 738

Blichert-Toft J, Frey FA, Albarède F. 1999. Hf isotope evidence for pelagic sediments in the source of Hawaiian basalts. Science, 285: 879 - 882

Buck WR. 1991. Modes of continental lithospheric extension. J Geophys Res, 96: 20161 - 20178

Chen B, Jahn BM, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 328: 157 - 182

Collins WJ, Beams SD, White AJR, Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib Mineral Petrol, 80: 189 - 200

Conrad WK, Nicholls IA, Wall VJ. 1988. Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. J. Petrol., 29: 765 - 803

Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds). Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 469 - 487

Cumming GL and Richards JR. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. Earth Planet Sci Lett, 28: 155 - 171

Davis GA, Darby BJ, Zheng Y, Spell TL. 2002. Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Geology, 30: 1003 - 1006

Davis GA, Zheng Y, Wang C, Darby BJ, Zhang C, Gehrels G. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, Northern China. In: Hendrix MS and Davis GA (eds). Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: from Continental Assembly to Intracontinental Deformation. Geol Soc Am Mem, 194: 71 - 197

DePaolo DJ. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet Sci Lett, 53: 189 - 202

Foley SF, Barth MG, Jenner GA. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochim Cosmochim Acta, 64: 933 - 938

Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ, Frost CD. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. J Petrol, 42(11): 2033 - 2048

Frost CD and Frost BR. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the *tholeiite connection*. Geology, 25(7): 647 - 650

Graham SA, Hendrix MS, Johnson CL, Badamgarav D, Badarch G, Amory J, Porter M, Barsbold R, Webb LE, Hacker BR. 2001. Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia. Geol Soc Am Bull, 113: 1560 - 1579

Green TH, Pearson NJ. 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high *P*, *T*. Chem Geol, 54: 185 - 201

Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Achterbergh E, O'Reilly SY, Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic

维普资讯 http://www.cqvip.com

mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochim Cosmochim Acta, 64: 133 - 147

Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS, Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61: 237 - 269

Han BF, Wang SG, Jahn BM, Hong DW, *et al.* 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chem Geol, 138: 135 - 159

Holtz F and Johannes W. 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H_2O activities. J Petrol, 32: 935 - 958

Hong D, Huang H, Xiao Y, Xu H, Jin M. 1995. Permian alkaline granites in central Inner Mongolia and their geodynamic significance. Acta Geologica Sinica, 8: 27 - 39

Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds). Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27 - 62

Jahn BM, Wu FY, Capdevila R, Fourcade S, Wang YX, Zhao ZH. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an (Khingan) Mountains in NE China. Lithos, 59: 171 - 198

Jahn BM, Wu FY, Chen B. 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. Episodes, 23: 82 - 92

King EM, Valley JW, Davis DW, Edwards GR. 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. Precambrian Research, 92: 365 - 387

Kovalenko VI, Yarmolyuk VV, Kovach VP, Kotov AB, Kozakov IK, Sal'nikova EB. 1996. Sources of Phanerozoic granitoids in Central Asia: Sm-Nd isotope data. Geochem Inter, 34: 628 - 640

Kravchinsky VA, Cogne JP, Harbert WP, Kuzmin MI. 2002. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. Geophys J Int, 148: 34 - 57

Kwon ST, Tilton GR, Coleman RG, Feng Y. 1989. Isotopic studies bearing on the tectonics of the west Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 8: 719 - 727

Liu W, Pan XF, Liu DY. 2006. Three-step continental-crust growth from subduction accretion and underplating, through intermediary differentiation, to granitoid production. J Petrol (in revision)

Liu W, Siebel W, Li XJ, Pan XF. 2005. Petrogenesis of the Linxi granitoids, northern Inner Mongolia of China: constraints on basaltic underplating. Chem Geol, 219: 5 - 35

Lu ZX, Xia HK. 1993. Geoscience transect from Dong Ujimqin of Inner Mongolia to Donggou of Liaoning, China. Acta Geophys Sin, 36: 765 - 772

Ma XY, Liu CQ, Liu GD. 1991. The Geotransect From Xiangshui of Shandong to Madula of Inner Mongolia. Geol Publish House, Beijing

Machado N, Simonetti A. 2001. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircons by laser ablation-MC-ICP-MS. In: Sylvester P (ed). Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications, Short Course—Mineralogical Association of Canada, 29: 121 - 146

Meng QR. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics, 369: 155 - 174

Muir RJ, Ireland TR, Weaver SD, Bradshaw J D. 1996. Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica. Chem Geol, 127: 191 - 210

Nemchin AA and Pidgeon RT. 1997. Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study. J Petrol, 38: 625 - 649

Nowell GM, Kempton PD, Noble SR, *et al.* 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionization mass spectrometry: insights into the depleted mantle. Chem Geol, 149: 211 - 233

Nozaka T, Liu Y. 2002. Petrology of the Hegenshan ophiolite and its implications for the tectonic evolution of northern China. Earth Planet Sci Lett, 202: 89 - 104

Patchett PJ, White WM, Feldmann H, Kielinczuk S, Hofmann AW. 1984. Hafnium / rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. Earth Planet Sci Lett, 69: 365 - 378

Poli GE and Tommasini S. 1991. Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. J Petrol, 32(3): 657 - 666

Schaltegger U, Fanning CM, Gunther D, Maurin JC, Schulmann K, Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib Mineral Petrol, 134: 186 - 201

Scherer EE, Cameron KL, Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. Geochim Cosmochim Acta, 64: 3413 - 3432

Schmitz MD, Vervoort JD, Bowring SA, Patchett PJ. 2004. Decoupling of the Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems during the evolution of granulitic lower crust beneath southern Africa. Geology, 32(5): 405 - 408

Sengör AMC, Natal'in BA, Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 299 - 307

Shao JA. 1989. Continental crust accretion and tectono-magmatic activity at the northern margin of the Sino-Korean plate. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 3: 57 - 62

Sun S, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD & Norry MJ (eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313 - 345

Tang K. 1990. Tectonic development of Paleozoic fold belts at the north margin of the Sino-Korean craton. Tectonics, 9: 249 - 260

Tang K and Yan Z. 1993. Regional metamorphism and tectonic evolution of the Inner Mongolian suture zone. J Metamor Geol, 11: 511 - 522

Tepley FJ, Davidson JP, Tilling RI, Arth JG. 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. J Petrol, 41(9): 1397 - 1411

Valley JW, Kinny PD, Schulze DJ, Spicuzza MJ. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. Contrib Mineral Petrol, 133: 1 - 11

Vervoort JD, Patchett PJ, Blichert-Toft J, Albarède F. 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. Earth Planet Sci Lett, 168: 79 - 99

Wang Q and Liu XY. 1986. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China. Tectonics, 5: 1073 - 1088

Wang LG, Qiu YM, McNaughton NJ, Groves DI, Luo ZK, Huang JZ, Miao LC, Liu YK. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids. Ore Geol Rev, 13: 275 - 291

Webb LE, Graham SA, Johnson CL, Badarch G, Hendrix MS. 1999. Occurrence, age, and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia. Geology, 27: 143 - 146

Whalen JB, Currie KL, Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Mineral Petrol, 95: 407 - 419

Williams IS and Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. Contrib Mineral Petrol, 97: 205 - 217

Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II):

维普资讯 http://www.cqvip.com

isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos, 67: 191 - 204

Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Sun DY. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. Tectonophysics, 28: 89 - 113

Wu FY, Lin JQ, Wilde SA, Zhang XO, Yang JH. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 233: 103 - 119

Wu FY, Sun DY, Li HM, Jahn BM, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. Chem Geol, 187: 143 - 173

Xiao WJ, Windley BF, Hao J, Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 22(6): 1069, doi:10.1029/2002TC001484

Xu B, Charvet J, Zhang F. 2001. Primary study on petrology and geochronology of blueschists in Sunitezuoqi, northern Inner Mongolia. Chin J Geol, 36: 424 - 434

Xu P, Wu FY, Xie LW, Yang YH. 2004. Hf isotopic compositions of the standard zircons for U-Pb dating. Chin Sci Bull, 49(15): 1642 - 1648

Yan Z, Tang K, Bai J, Mo Y. 1989. High pressure metamorphic rocks and their tectonic environment in northeastern China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 3: 303 - 313

Yang JH, Wu FY, Lu QH, Chung SL, Zhang YB, Wilde SA. 2004. Deformational ages for the Jurassic granites in the Dandong area, Liaoning province: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints. Acta Petrologica Sinica, 20(5): 1241 - 1250 (in Chinese with English abstract)

Yarmolyuk VV and Kovalenko V I. 2001. The Mesozoic-Cenozoic of Mongolia. In: Dergunov AB (ed). Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London: Taylor and Francis Group, 203 - 244

Zanvilevich AN, Litvinovsky BA, Wickham SM, Bea F. 1995. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: The Kharitonovo pluton (Transbaikalia Russia). J Geol, 103: 127 - 145

Zhang XO. 1992. Setting and timing of gold mineralization in the Jiaodong and Liaodong Peninsulas, North China Craton. Ph. D. thesis, Curtin University of Technology, 234.

Zhang XO, Cawood PA, Wilde SA, Liu RQ, Song HL, Li W, Snee LW. 2003. Geology and timing of mineralization at the Cangshang gold deposit, northwestern Jiaodong Peninsula, China. Mineralium Deposita, 38: 141 - 153

Zhang YB, Wu FY, Wilde SA, Zhai MG, Lu XP, Sun DY. 2004. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Early Paleozoic granitoids at Yanbian, Jilin Province, northeast China. Island Arcs, 13: 485 - 505

Zheng Y, Wang SZ, Wang Y. 1991. An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex newly discovered in Sino-Mongolian boundary area. Science in China, Series B, 34: 1145 - 1152

Zhu YF, Sun SH, Gu LB, Ogasawara Y, Jiang N, Honma H. 2001a. Permian volcanism in the Mongolian orogenic zone, northeast China: geochemistry, magma sources and petrogenesis. Geological Magazine, 138(2): 101 - 115

Zhu YF, Sun SH, Jiang N. 2001b. A gold-bearing alkaline pluton in eastern Linxi district, Inner Mongolia: Its geochemistry and metallogenic significance. Resource Geology, 51: 393 - 399

Zorin YA, Belichenko VG, Yurutanov E Kh, Mazukabzov AM, Sklyarov E V, Mordvinova VV. 1995. The East Siberia transect. Int Geol Rev, 37: 154 - 175

附中文参考文献

郑亚东,王士政,王玉芳. 1990. 中蒙边界区新发现的特大型推覆构造及伸展变质核杂岩. 中国科学(B辑). 12: 69 - 75

杨进辉,吴福元,罗清华等. 2004. 辽宁丹东地区侏罗纪花岗岩的变形时代: $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学制约. 岩石学报. 20(5): 1241 - 1250

洪大卫,黄怀曾,肖宜君等. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. 地质学报. 68(3): 119 - 230

徐平,吴福元,谢烈文,杨岳衡. 2004. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素. 科学通报. 49(14): 1403 - 1409