第77卷 第3期 地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA Vol. 77 No. 3
2003年8月 Aug. 2003

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩SHRIMP测年：早古生代洋壳消减的证据

刘敦一[1)] 简 平[1)] 张 旗[2)] 张福勤[2)] 石玉若[1)] 施光海[2)] 张履桥[3)] 陶 华[1)]

1）中国地质科学院地质研究所，北京，100037； 2）中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

3）内蒙古自治区区域地质调查所，呼和浩特，010055

内容提要 内蒙古图林凯蛇绿岩中，新发现了埃达克岩，岩性包括石英闪长岩、奥长花岗岩、斜长岩和英安岩。它们是温都尔庙—图林凯早古生代消减带的一种岩浆岩标志。精确的SHRIMP U-Pb测年表明：① 石英闪长岩侵位于约467±13 Ma，说明温都尔庙古洋壳的消减可能始于约467±13 Ma或更早。随后不久，这一岩石经历了约451±18 Ma的高级变质和部分熔融事件。② 英安岩喷发于约459±8 Ma，奥长花岗岩形成略晚，约451±7 Ma，最后形成了斜长岩的岩墙，其时代约为429±7 Ma。据此认为，温都尔庙—图林凯古洋壳在早古生代时期，经历了愈38 Ma的消减事件。

关键词 内蒙古 埃达克岩 蛇绿岩 SHRIMP年龄 早古生代

埃达克岩是以非常低的HREE和Y含量，并具有高Sr/Y和La/Yb为特征的硅过饱和的安山岩和英安岩(SiO_2>56%)，或相当成分的侵入岩。这类岩石据信是在角闪岩相至榴辉岩相过渡的条件下，由变质玄武岩熔融而形成的(Defant et al.，1990)。埃达克岩是一种与消减有关的岛弧岩浆岩。Defant等(1990)指出，只有晚于25 Ma的年轻洋壳，才具足够的高温使板片熔融，但是，这些作者同时也指出，太古宙的高Al奥长花岗岩，英云闪长岩和英安岩具有与埃达克岩类似的成分，太古宙的较高的地热梯度可能导致年轻的地壳迅速形成和消减。

绝大多数已做过深入研究的埃达克岩与新生代岛弧火山岩或太古宙TTG岩系有关。只有极少的实例表明，埃达克岩也产于蛇绿岩或蛇绿混杂岩中，与榴辉岩、角闪岩和蓝片岩共生，并与消减带有关(Moore，1986；Sorenson，1988)，如含蓝片岩的Puerto Nuevo混杂岩和Catalina片岩。

内蒙古图林凯蛇绿岩中存在以团块状或脉状产出的石英闪长岩、奥长花岗岩、斜长岩和英安岩等浅色岩。这些岩石产于碳酸盐化蛇纹岩、辉长辉绿岩和斜长角闪岩中，野外产状和岩石类型与大洋斜长花岗岩(Coleman et al.，1975)类似，同时，它们也具有埃达克岩的大部分岩石地球化学特点。这是这次研究的新发现，也是世界上已知的为数不多的与蛇绿岩有关的埃达克岩。

本文概述图林凯埃达克岩的野外关系和基本岩石学特征，详细报道其SHRIMP U-Pb年代学研究成果。研究表明，图林凯埃达克岩形成于早古生代，为研究古亚洲洋的消减提供了新的岩石学和年代学依据。

1 地质概况和样品描述

图林凯蛇绿岩位于内蒙古南部温都尔庙蛇绿岩带的东端(图1a，b)。蛇绿岩产于含蓝片岩的温都尔庙群中，蛇绿岩主要由超基性杂岩(纯橄岩、斜辉辉橄岩、单斜辉石岩)，辉长辉绿岩，枕状熔岩和放射虫硅质岩组成(胡晓等，1987)。与典型的蛇绿岩相比，缺乏镁铁质堆积岩和特征的地幔橄榄岩(方辉橄榄岩和二辉橄榄岩)。在区域上，蛇绿岩与东西向分布的角闪岩岩带伴生。

SHRIMP研究样品石英闪长岩(MT1-1)和斜长岩(MT1-2)采自图林凯南山的两个相邻探槽中(图版Ⅰ-1，上)。奥长花岗岩(MT1-3)取自图林

注：本文为国家自然科学基金重点项目(编号 40234045)和国土资源部国际合作与科技司重点项目(编号 2000206)资助的成果。

收稿日期：2003-05-12；改回日期：2003-06-20；责任编辑：郝梓国。

作者简介：刘敦一，1937年生，博士生导师，从事同位素年代学研究。通讯地址：100037，北京市百万庄26号，中国地质科学院地质研究所；Email：liudunyi@public.bta.net.cn。

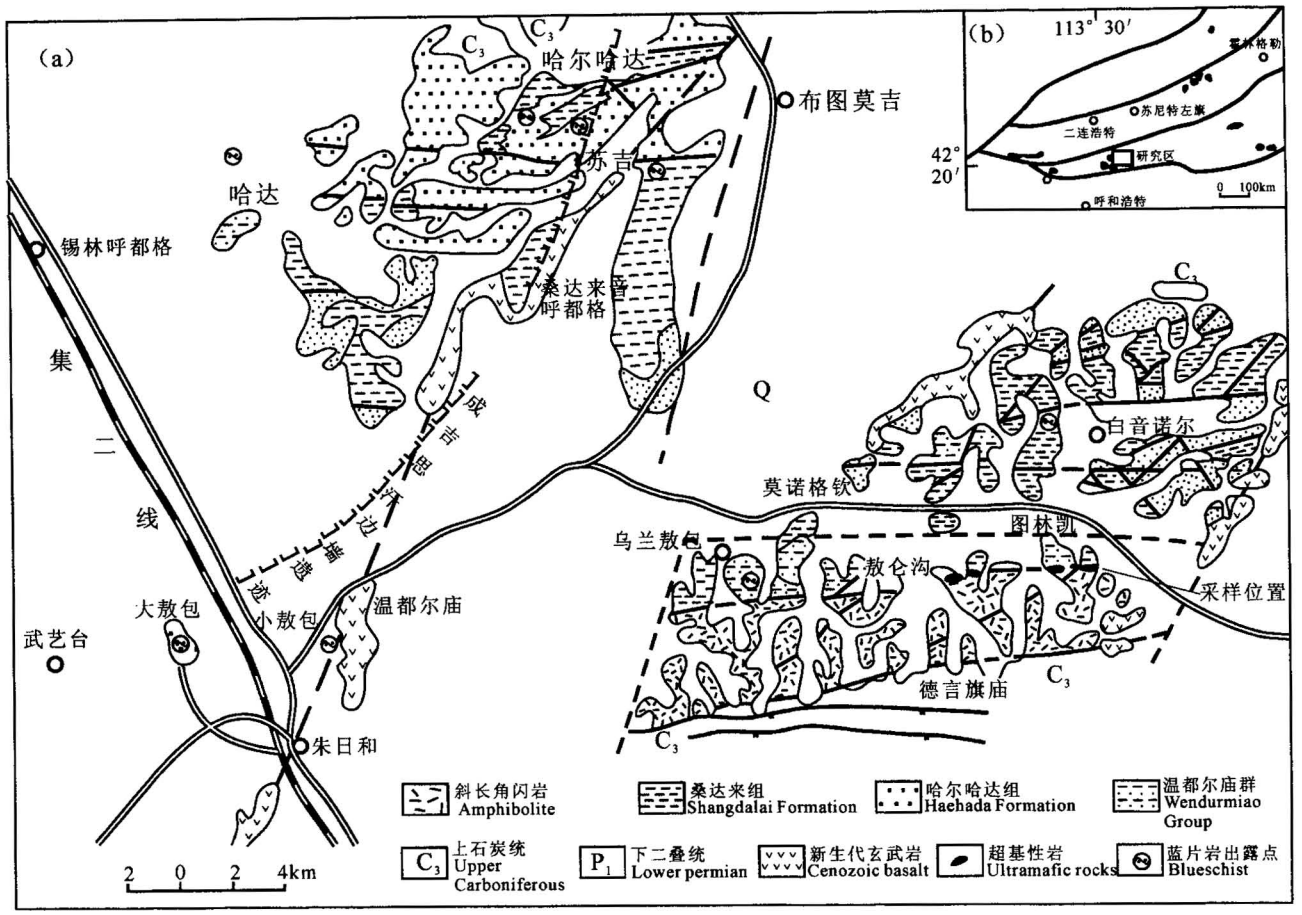


图 1 (a)内蒙古温都尔庙—图林凯地区地质略图,示采样位置;(b)内蒙古蛇绿岩分布略图,示研究区位置

Fig. 1 (a) Geological sketch map of the Wenduermiao-Tulingkai area, Inner Mongolia, showing the sampling site; (b) the sketch showing the distribution of ophiolites in Inner Mongolia and the study area

凯北山(图版 I -1,下),两山相距约300 m。英安岩采自图林凯之北约1 km。这些样品的主量、微量和稀土元素分析结果列于表1中,与埃达克岩对比的主量、微量和 REE 特征值列于表2中。微量元素蛛网图和 REE 配分模式图分别见图2和图3。

1.1 石英闪长岩(MT1-1)

石英闪长岩呈团块产于碳酸盐化蛇纹岩中,约1 m^2,与蛇纹岩之间呈构造接触。样品新鲜,重约5 kg。岩石为深灰色,中粗粒,近等粒结构,略具片理化。主要由斜长石(约55%),角闪石(约25%),和石英(约15%)组成,基本不含钾长石。含少量方解石、绿泥石等次生矿物(约3%),及微量的榍石、锆石和金属矿物。

这一岩石具有高铝,富钠,高 Sr 和低 Y 的特征(表1和表2)。它的 SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O/Na_2O, Sr, Yb, Y, Sr/Y 等各项特征值可与典型的埃达克岩对比(表2)。图林凯埃达克岩野外产状见图版 I 。

1.2 奥长花岗岩(MT1-4)

奥长花岗岩呈脉状产于辉长辉绿岩中,脉宽约1 m,NE-SW 向延伸约1.5 m (图版 I -2)。样品新鲜,重约10 kg。

岩石呈灰白色,中粒花岗结构,局部有糜棱岩化现象。主要由斜长石(约60%)和石英(约35%)组成,含少量黑云母、白云母、角闪石和绿帘石,及微量榍石、锆石和金属矿物。

这一岩石具有高硅、低钾的成分特征(表1),与大洋斜长花岗岩类似(Coleman et al.,1975)。但是,它的 Sr 含量达 566×10^{-6}(表1,2),有特征的 Nb 负异常(图2);岩石极端亏损 HREE,有明显的正 Eu 异常(图3)。这些地球化学证据表明它是典型的埃达克岩,而不是由玄武岩浆结晶分异形成的斜长花岗岩,后者通常具有较低的 Sr 含量和负 Eu 异常(如 Coleman et al., 1975; Gerlach et al., 1981; Floydetal.,1998)。除 Al_2O_3 略低外,它的绝大多数

表 1　图林凯埃达克岩的主量元素和 REE 分析结果

Table 1　Major, tracer and REE compositions of adakites in Tulingkai

样号及岩性	石英闪长岩 (MT1-1)	奥长花岗岩 (MT1-4)	斜长岩 (MT1-2)	英安岩 (MT1-11)
氧化物	(%)			
SiO_2	61.19	74.93	61.41	69.42
TiO_2	0.49	0.04	0.01	0.04
Al_2O_3	16.86	14.77	23.31	13.86
Fe_2O_3	4.56	0.86	0.55	1.39
FeO	2.60	0.60	0.45	0.78
MnO	0.11	0.04	0.05	0.06
MgO	4.21	2.58	0.43	1.27
CaO	4.86	2.58	4.07	3.60
Na_2O	4.47	5.29	8.20	4.28
K_2O	1.44	0.38	1.15	1.83
P_2O_5	0.21	0.01	0.01	0.05
LOI	1.52	0.63	1.14	3.72
总量	99.92	99.80	100.32	99.52
微量元素	($\times10^{-6}$)			
Sc	16.5	1.29	0.49	1.31
V	106	13	4.3	12.3
Cr	94	9	14	100
Co	13.1	2.24	2.28	3.21
Ni	57	2.2	19	19
Cu	43	14.2	3.64	6.9
Zn	25.8	5.93	3.21	18.9
Ga	11	9.28	10.9	10.8
Ge	1.03	0.67	0.58	1.18
Rb	49.45	8.16	31.67	35.17
Sr	805	566	1015	538
Y	9.2	0.92	0.70	4.83
Zr	31.3	35.9	64.5	54
Nb	9.3	0.41	0.15	3.3
Cs	0.42	0.49	0.27	0.53
Ba	646.4	760.6	591.6	1326
REE	($\times10^{-6}$)			
La	7.87	0.87	3.03	11.25
Ce	19.10	2.07	3.68	20.2
Pr	2.17	0.21	0.30	2.19
Nd	8.62	0.86	0.86	7.44
Sm	1.86	0.19	0.12	1.20
Eu	0.60	0.19	0.28	0.57
Gd	1.72	0.17	0.13	1.06
Tb	0.26	0.03	0.01	0.14
Dy	1.46	0.14	0.08	0.71
HO	0.31	0.03	0.02	0.15
Er	0.83	0.10	0.08	0.44
Tm	0.13	0.02	0.02	0.08
Yb	0.85	0.16	0.17	0.57
Lu	0.14	0.04	0.04	0.11
Y	9.20	0.92	0.70	4.83

分析单位：西北大学地质系。

表 2　图林凯埃达克岩的岩石地球化学特征值

Table 2　Geochemical signatures of adakites in Tulingkai

	埃达克岩①	石英闪长岩 (MT1-1)	奥长花岗岩 (MT1-4)	斜长岩 (MT1-2)	英安岩 (MT1-11)
SiO_2(%)	>56	61.2	74.9	61.4	69.4
Al_2O_3(%)	>15	17	14.8	23.3	13.9
Na_2O(%)	3.5～7.5	4.5	5.3	8.20	4.28
K_2O/Na_2O	<0.5	0.3	0.1	0.14	0.4
Sr($\times10^{-6}$)	>400	805	566	1015	538
Yb($\times10^{-6}$)	<1.9	0.85	0.16	0.2	0.6
Y($\times10^{-6}$)	<18	9.2	0.9	0.7	4.8
Sr/Y	>40	87.5	615.2	1450	113.4
La/Yb	>20	9.25	5.4	17.8	2.3
Zr/Sm	>50	16.8	188.9	537.5	45
Eu 异常	无	无	正	正	正
Sr 异常	正	正	正	正	正
$^{87}Sr/^{86}Sr$	<0.7045				
$^{143}Nd/^{144}Nd$	>0.5129				

注：① 根据 Defant 等(1990, 1993)，Mauy 等(1996)，Martin (1999)。分析单位：西北大学。

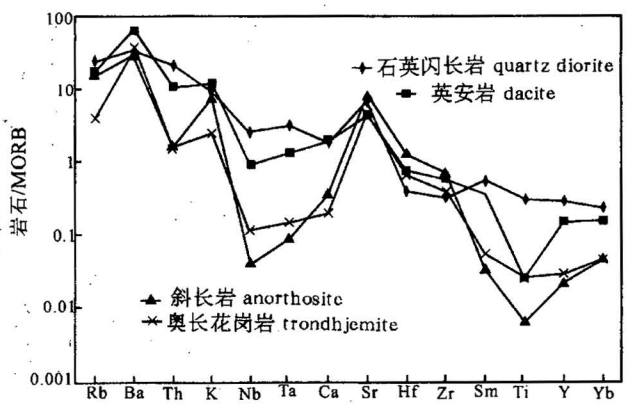


图 2　图林凯埃达克岩微量元素蛛网图

Fig. 2　Spider diagram of trace elements of the adakites in Tulingkai

特征值与埃达克岩相符合(表2)。

1.3　斜长岩(MT1-2)

斜长岩呈宽约1 m 的岩墙穿插碳酸岩化蛇纹岩(图版 I -3)，局部含蛇纹岩的捕虏体，说明斜长岩形成较晚。样品新鲜，重约10 kg。

岩石呈白色，粗粒，近等粒结构。主要由斜长石组成(约95%)。含少量细粒石英(约5%)，它与钠长石构成集合体沿斜长石粒间分布。岩石中还含少量的绿泥石和白云母，及微量锆石。这一岩石的 Sr 高达1015×10^{-6}(表1，2)，有明显 Nb 负异常(图2)和正Eu异常(图3)，它的各项化学成分特征值，都

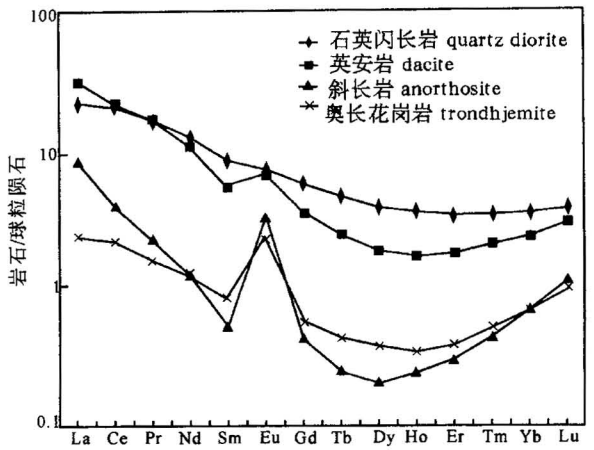


图 3 图林凯埃达克岩 REE 配分模式

Fig. 3 REE patterns of the adakites Tulingkai

可与埃达克岩类比(表1,2)。

1.4 英安岩(MT1-11)

英安岩产于斜长花岗岩中。样品新鲜,重约10 kg。岩石为灰白色,斑状结构。斑晶主要为斜长石,次为石英和钾长石。基质与斑晶成分相同,为隐晶—显晶结构。岩石的主要矿物成分,斜长石约40%,钾长石约25%,石英约35%。基本不含暗色矿物,含微量锆石。

除 Al_2O_3 略低外,它基本具有埃达克岩的成分特点(表1,2)。它的 Sr 含量高达 538×10^{-6}(表1,2)。与奥长花岗岩和斜长岩相比,REE 总量略高,但强烈亏损HREE,正Eu异常明显(图3),表现出了明显的相似性。

上述图林凯埃达克岩,基本符合埃达克岩的地球化学特点。与典型的新生代埃达克岩对比还存在一些的差异,主要是:① 奥长花岗岩(MT1-4)和英安岩(表2)的 Al_2O_3 略低;② 4个岩石的 La/Yb 值都低于20(表2)。这些区别反映了图林凯埃达克岩成因的特殊性。

2 SHRIMP U-Pb 分析方法

锆石 SHRIMP U-Pb 分析在北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ 上完成,阴极发光及背散射电子相研究在中国地质科学院矿床地质研究所电子探针研究室完成。应用 SHRIMP 进行 U-Th-Pb 分析的详细流程和原理参考 Compston 等(1992)、Williams 等(1987)、刘敦一(2003)的文章。一次离子流强度,约 7.5 nA,加速电压约10 kV,样品靶上的离子束斑直径约25～30 μm。质量分辨率约5000(1%峰高)。应用澳大利亚国家地调局标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正(interelement fractionation)。应用 RSES(澳大利亚国立大学地学院)标准锆石 SL13(年龄572 Ma;U 含量 238×10^{-6})标定所测锆石的 U,Th 和 Pb 含量。数据处理采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999, 2001)。除石英闪长岩中极低U锆石晶域的U-Pb分析外,普通铅一般根据实测 ^{204}Pb 进行校正,并将数据点投入 Wetherill 一致曲线图中(图4～8)。对于石英闪长岩中极低U锆石晶域,应用实测 ^{207}Pb 校正普通铅,并采用其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄,数据应用 Tera-Wasserburg 投图方式表达(图5)。有关处理数据的细节,读者可参考 Nutman 等(2001)。表3～5中所列单次测量的数据点的误差均为1σ。采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄,其加权平均值具95%的置信度。

3 分析结果

3.1 石英闪长岩(MT1-1)

阴极发光清楚地揭示了石英闪长岩中锆石的内部结构特点。这些锆石由阴极发光强弱不同的晶域组成,这些晶域之间关系截然(图版Ⅰ)。根据阴极发光将这些晶域描述为灰、浅灰和深(表3)。一些晶域有清晰(图版Ⅰ-13)的环带结构。在部分锆石中见有特征的核-壳结构(图版Ⅰ-3～8),以核为主,壳较薄,且厚度有变化,封闭或不封闭。锆石核的结构较为复杂,一些有模糊的环带(图版Ⅰ-3,4),另一些则无明显的结构特征(图版Ⅰ-5,8)。在个别锆石中,有壳穿插核的现象(图版Ⅰ-8)。

表3和表4列出石英闪长岩的13个锆石颗粒的19个 SHRIMP U-Pb 分析结果。它们的分析点中心、采用年龄和 Th/U 值全部标示于图版Ⅱ中。锆石不同晶域的 U 含量和 Th/U 值变化极大。U 含量最小为 9×10^{-6},最大达 863×10^{-6},Th/U 值变化范围为0～1.66。为讨论方便,划分了高 Th/U 值、低 Th/U 值和极低 U 三种类型。锆石的这种 U 和 Th/U 值的巨大变化表明,在石英闪长岩演化过程中,它的构造或地球化学环境经历了剧烈的变迁。

3.1.1 高 Th/U 值核和晶域(Th/U=0.18～1.16)

高 Th/U 值晶域主要是弱阴极发光(深)的,且无明显结构的核(如图版Ⅰ-5;图版Ⅰ-6;图版Ⅰ-7;图版Ⅰ-8),或者晶域(如图版Ⅰ-9;图版Ⅰ-10;图版Ⅰ-11;图版Ⅰ-13)。这些晶域的U含量

为102×10⁻⁶～853×10⁻⁶。年龄集中在443～483 Ma 的狭小范围内，加权平均年龄467±13 Ma（n=6，MSWD=0.99）。

分析11.2（图版Ⅱ-11），尽管阴极发光弱，U 含量（117×10⁻⁶）和 Th/U 值较高（0.35），但与同一颗粒上的低 U、低 Th/U 值的晶域给出了类似的年龄，分别为414±17Ma 和419±19 Ma，说明它可能形成较晚。分析14.2（图版Ⅱ-13），发育特征的韵律环带，但与同一颗粒的核相比，其 U 含量、Th/U 值和年龄都低得多，可能反映了一次较晚的岩浆活动。

3.1.2　低 Th/U 值（0～0.1）核和晶域

低 Th/U 值核（如图版Ⅱ-3，4）和晶域（如图版Ⅱ-1，2，12）的阴极发光稍强。其中，部分发育模糊的环带（图版Ⅱ-2，3，4）。它们的 U 含量为42×10⁻⁶～219×10⁻⁶，除分析12.2的年龄较低外（表3；图版Ⅱ-12），集中在429～474 Ma 的范围内，加权平均年龄为451±18 Ma（n=4，MSWD=1.18）。

在一致曲线图中（图4），高 Th/U 值和低 Th/U 值两类锆石晶域的数据点均落在一致曲线上或其附近，两类锆石晶域的数据点基本重叠，它们的加权平均年龄只有约16 Ma 的差异。尽管这种年龄差异很小，但 Th/U 值的巨大差异揭示了两类锆石晶域形成的地球化学环境的区别，因此它们的年龄可能反映了两个独立的地质事件。这一问题将在讨论中详述。

3.1.3　极低 U 含量的壳（9×10⁻⁶～24×10⁻⁶）和晶域

两个壳（表4；图版Ⅱ-1，8）和3个浅灰晶域（表4；图版Ⅱ-10～12）的 U 含量极低，为9×10⁻⁶～24×10⁻⁶，相应的 Th 和 Pb 含量也极低。在这种情况下，

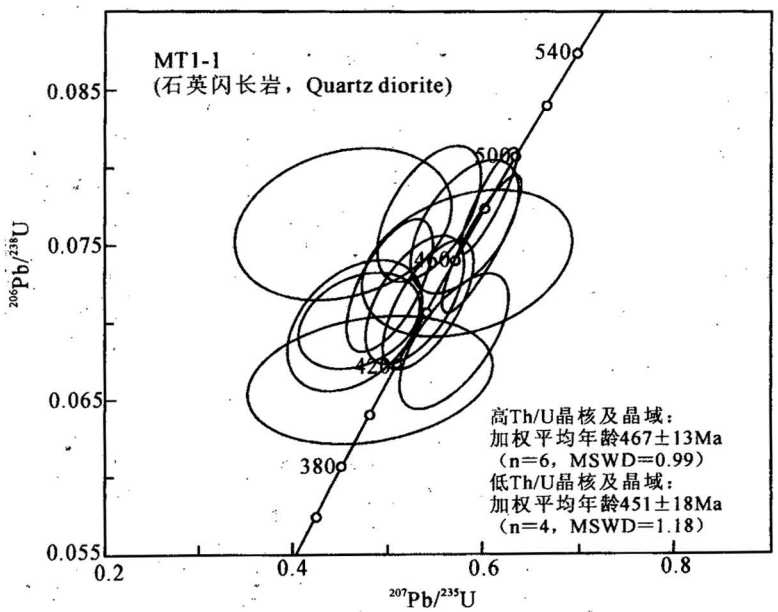


图 4　石英闪长岩锆石 U-Pb 一致曲线图

Fig. 4　U-Pb concordia diagram of zircons from the quartz diorite

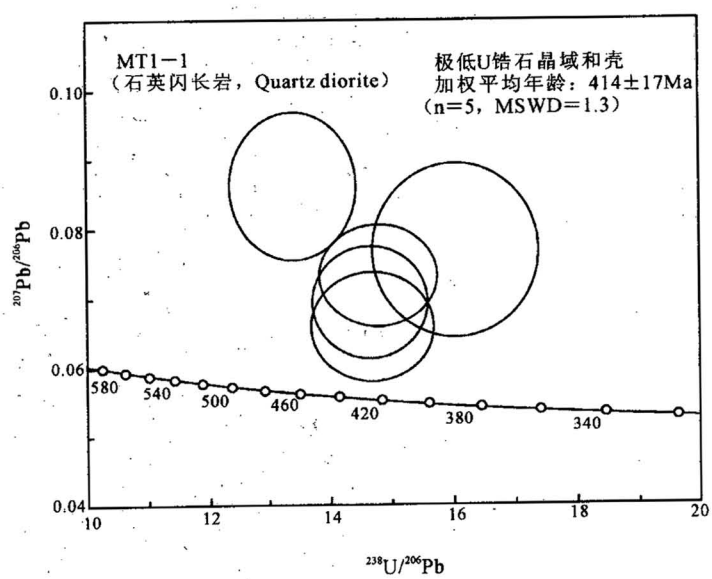


图 5　石英闪长岩中极低 U 锆石晶域 Tera-Wasserburg（未校正的$^{207}Pb/^{206}Pb$-$^{238}U/^{206}Pb$）投图

Fig. 5　$^{207}Pb/^{206}Pb$(uncorrected) versus $^{238}U/^{206}Pb$ (uncorrected) Tera-Wasserburg plot of extremely low U zircon domains from the quartz diorite

^{204}Pb 由于计数低，不易测准，不适合用于校正普通铅。从阴极发光图像所揭示的锆石内部结构看，这些壳和晶域应代表最后一次变质事件，因此，有理由

表 3 图林凯石英闪长岩 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 3 SHRIMP U-Pb data of zircons from the quartz diorite

位置	特征	^{206}Pbc (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	Th/U	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(Ma)	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%
1.1	灰	0.48	209	6	0.03	12.9	445±17	363±120	0.0538	5.1	0.530	6.4	0.0715	3.9
2.1	环带	1.65	42	0	0.01	2.81	474±19	−161±400	0.0431	16	0.454	17	0.0764	4.2
3.1	核,环带	1.37	50	5	0.11	3.23	459±19	508±260	0.0574	12	0.585	13	0.0739	4.2
4.1	核,环带	0.04	81	0	0.00	4.77	429±18	616±110	0.0603	4.9	0.572	6.5	0.0688	4.3
5.1	核	1.34	853	961	1.16	56.6	473±17	431±120	0.0555	5.2	0.583	6.4	0.0762	3.8
6.1	核	—	199	128	0.66	12.8	467±18	528±48	0.0579	2.2	0.600	4.5	0.0751	3.9
7.1	核	1.23	241	197	0.84	16.2	478±18	259±120	0.0514	5.4	0.546	6.6	0.0770	3.8
8.1	核	0.45	195	106	0.56	11.9	443±17	433±98	0.0555	4.4	0.544	5.9	0.0711	3.9
9.1	无结构	1.14	108	19	0.18	6.55	435±17	126±230	0.0485	9.6	0.467	10	0.0698	4.0
10.1	深,无结构	1.04	102	51	0.52	6.39	451±17	220±100	0.0505	4.4	0.505	5.9	0.0724	3.9
11.2	深	0.72	117	39	0.35	6.69	414±17	314±390	0.0526	17	0.482	18	0.0664	4.2
12.2	深灰	0.34	219	11	0.05	12.5	414±12	348±75	0.0535	3.3	0.489	4.5	0.0663	3.0
14.1	深	0.17	465	308	0.68	31.1	483±14	477±29	0.0566	1.3	0.608	3.2	0.0778	2.9
14.2	环带	5.52	657	165	0.26	41.8	436±12	141±200	0.0489	8.5	0.472	9.0	0.07	3.0

注:① 误差为1σ;Pbc 和 Pb* 分别代表普通铅和放射性成因铅;② 标准校正的误差为1.79%;③ 普通铅校正应用^{204}Pb 实测值。

表 4 图林凯石英闪长岩极低 U 锆石晶域 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 4 SHRIMP U-Pb data of extremely low U zircon domains from the quartz diorite

位置	特征	^{206}Pbc (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	Th/U	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	Total $^{238}Pb/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%
D1.2	壳	6.87	15	1	0.09	0.878	412±17	14.81	4.3	0.0733	6.6
D8.2	壳	19.07	9	1	0.13	0.586	446±23	13.42	5.1	0.0862	8.3
D10.2	浅灰	7.23	9	1	0.10	0.498	378±21	16.07	5.5	0.0768	11
D11.3	浅灰	1.13	24	2	0.1	0.931	419±19	14.96	4.0	0.0585	7.9
D12.1	浅灰	0.93	16	1	0.07	0.931	418±17	14.67	4.2	0.0694	7.8

注:① 误差为1σ;Pbc 和 Pb* 分别代表普通铅和放射性成因铅;② 标准校正的误差为0.63%;③ 应用^{207}Pb 实测值校正普通铅,并假设$^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$ 年龄一致。

认为它们保持了 U-Pb 封闭体系。在处理数据时,采用了应用实测^{207}Pb,并假定两组 U-Pb 年龄一致,来校正普通铅的办法(详见表4脚注)。

5个分析给出年龄为378～446 Ma,加权平均年龄为414±17 Ma(n=5,MSWD=1.3)(图5),记录了石英闪长岩的最后一次变质事件的年龄。

3.2 奥长花岗岩(MT1-4)

奥长花岗岩中的锆石,由发光性强(亮)、弱(暗)不同的晶域组成。在阴极发光弱的部分,可以观察到清楚的条带(如成分点2.1,3.1,图版Ⅲ-1)和韵律环带(成分点4.1,图版Ⅲ-2)结构,这是岩浆锆石的典型结构。在阴极发光强的锆石中,个别也保留了模糊化的韵律环带结构(如成分点11.1,图版Ⅲ-2)。致于一些阴极发光极弱的锆石(如成分点1.1,图版Ⅲ-1),没有显示出特征的内部结构,可能与U、Th 等含量高有关。

与石英闪长岩类似,奥长花岗岩中的许多锆石发育核-壳结构(如颗粒2和10,图版Ⅲ-1),表明奥长花岗岩也受到了后期变质作用的影响。颗粒9(图版Ⅲ-1)是一个由无明显结构特征的核和具有韵律环带结构的增生两部分构成的锆石,两个晶域的 Th/U 值和年龄有明显的区别。

奥长花岗岩的15个 SHRIMP U-Pb 分析列于表5中,代表性的年龄结果标于图版Ⅲ-1和图版Ⅲ-2中。除一个分析外,其余14个分析给出年龄为421～472 Ma,绝大多数集中于约450～472 Ma 的狭小范围内。在一致曲线图中,数据点成群分布于一致曲线上或其附近(图6),加权平均年龄为451±7 Ma(n=14,MSWD=1.4)。

分析点9.2的 Th/U 值为0.05,明显低于同一颗粒的核和其他13个分析(0.16～1.06)。它的年龄为367±10 Ma,也比同一颗粒核(446±13 Ma)及其它13个分析晚得多,在一致曲线上远离主锆石群(图6)。因此,367±10 Ma 可能反映了一次晚期地质事件。

表 5　图林凯奥长花岗岩、斜长岩和英安岩 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 5　SHRIMP U-Pb data of zircons from trondhjemite, anorthosite and dacite

点号	^{206}Pbc (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(Ma)	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%
MT1-4奥长花岗岩													
1.1	0.55	246	125	0.53	15.2	444±13	434±68	0.0555	3.0	0.546	4.3	0.0713	3.0
2.1	0.51	436	351	0.83	27.2	450±13	328±74	0.0530	3.3	0.528	4.4	0.0723	2.9
3.1	0.62	215	170	0.82	13.0	434±13	362±71	0.0538	3.1	0.517	4.3	0.0697	3.0
4.1	0.62	271	65	0.25	15.8	421±12	300±90	0.0523	4.0	0.487	4.9	0.0675	3.0
5.1	1.16	384	188	0.51	25.4	472±13	362±79	0.0538	3.5	0.564	4.6	0.0760	2.9
6.1	6.48	1162	948	0.84	80.4	468±13	347±160	0.0534	7.2	0.555	7.8	0.0753	2.9
7.1	0.47	243	196	0.83	15.7	465±13	312±67	0.0526	2.9	0.543	4.2	0.0748	3.0
8.1	0.50	172	107	0.64	10.4	438±13	368±110	0.0539	4.8	0.522	5.6	0.0702	3.0
8.2	0.57	226	151	0.69	14.4	457±13	374±87	0.0541	3.9	0.547	4.9	0.0734	3.0
9.1	0.80	101	33	0.33	6.29	446±13	300±110	0.0523	4.8	0.517	5.7	0.0716	3.1
9.2	0.56	1032	53	0.05	52.2	367±10	338±67	0.0532	2.9	0.430	4.1	0.0586	2.9
10.1	1.61	152	76	0.52	9.87	462±14	138±180	0.0488	7.5	0.500	8.1	0.0743	3.1
11.1	1.76	109	17	0.16	6.78	442±13	51±220	0.0470	9.3	0.460	9.8	0.0710	3.1
12.1	0.64	646	358	0.57	41.9	467±13	362±59	0.0538	2.6	0.557	3.9	0.0751	3.0
13.1	0.58	269	275	1.06	17.3	462±13	346±65	0.0534	2.9	0.547	4.1	0.0743	3.0
MT1-2斜长岩													
1.1	1.40	5325	393	0.08	336	450±13	432±54	0.0555	2.4	0.554	3.8	0.0724	2.9
2.1	4.14	829	169	0.21	50.3	422±12	436±140	0.0556	6.3	0.519	6.9	0.0676	2.9
3.1	9.04	485	155	0.33	29.8	406±12	344±300	0.0534	13	0.478	14	0.0650	3.0
4.1	12.29	899	326	0.37	60.1	426±14	528±390	0.058	18	0.546	18	0.0683	3.3
5.1	9.14	1921	606	0.33	123	421±12	293±310	0.0522	14	0.486	14	0.0675	3.0
6.1	3.05	453	76	0.17	28.2	438±13	347±150	0.0534	6.5	0.517	7.1	0.0702	3.0
7.1	3.55	568	48	0.09	32.5	402±12	451±140	0.0560	6.2	0.496	7.0	0.0643	3.1
8.1	7.18	518	113	0.23	33.2	432±12	447±210	0.0559	9.6	0.533	10	0.0692	3.0
9.1	35.93	1725	515	0.31	168	451±45						0.0724	10
10.1	3.03	691	144	0.22	43.3	441±12	698±110	0.0627	5.4	0.612	6.1	0.0708	2.9
11.1	0.12	668	99	0.15	40.2	436±12	538±50	0.0582	2.3	0.562	3.7	0.0700	2.9
12.1	13.45	569	125	0.23	38.7	427±13	269±380	0.0516	16	0.488	17	0.0685	3.1
13.1	2.27	1422	808	0.59	89.5	445±12	463±72	0.0563	3.3	0.555	4.4	0.0716	2.9
14.1	0.37	612	114	0.19	36.5	432±12	363±54	0.0538	2.4	0.514	3.8	0.0693	2.9
15.1	1.70	3945	318	0.08	239	432±12	440±120	0.0557	5.2	0.533	6.0	0.0694	2.9
MT1-11英安岩													
1.1	4.64	549	133	0.25	34.7	437±13	522±170	0.0578	8.0	0.559	8.5	0.0702	3.0
2.1	—	209	148	0.73	13.5	468±14	545±55	0.0584	2.5	0.606	4.0	0.0753	3.1
3.1	0.35	165	113	0.71	10.5	459±14	321±70	0.0528	3.1	0.537	4.3	0.0737	3.1
4.1	1.38	193	130	0.70	12.7	471±14	200±170	0.0501	7.1	0.523	7.8	0.0757	3.1
5.1	1.09	169	79	0.48	10.9	463±14	276±170	0.0518	7.4	0.532	8.0	0.0745	3.1
6.1	1.52	200	130	0.67	11.3	406±12	29±160	0.0466	6.5	0.418	7.2	0.0650	3.1
7.1	1.03	184	131	0.73	12.8	498±15	153±190	0.0491	8.0	0.544	8.6	0.0803	3.1
8.1	0.39	229	163	0.73	14.4	453±13	579±88	0.0593	4.1	0.596	5.1	0.0728	3.0
9.1	0.85	222	147	0.69	13.8	449±13	599±120	0.0599	5.6	0.595	6.4	0.0721	3.0
10.1	0.42	476	302	0.66	29.7	449±13	298±71	0.0523	3.1	0.521	4.3	0.0722	2.9
11.1	0.58	210	147	0.73	13.2	454±13	234±100	0.0509	4.5	0.511	5.4	0.0729	3.0
12.1	3.30	251	104	0.43	14.8	412±13	−32±280	0.0454	12	0.414	12	0.0660	3.2
13.1	1.99	203	187	0.95	12.7	445±13	223±260	0.0506	11	0.499	12	0.0716	3.1
14.1	0.94	220	167	0.78	14.5	472±14	300±100	0.0523	4.5	0.548	5.4	0.0759	3.0
15.1	0.53	180	138	0.80	11.5	462±14	311±140	0.0526	6.1	0.538	6.9	0.0742	3.2

注：① 误差为1σ；Pbc 和 Pb* 分别代表普通铅和放射性成因铅；② 标准校正的误差为0.63%；③ 普通铅校正应用^{204}Pb实测值。

3.3 斜长岩(MT1-2)

斜长岩的锆石内部裂隙发育(图版Ⅲ-3,4),可能与U含量极高(达5325×10^{-6}),蜕晶质化强有关。在分析时;选择了相对保存完整的晶域(如分析点11.1,12.1;图版Ⅲ-3;分析点6.1,图版Ⅲ-4)。

表5列出了斜长岩的15个SHRIMP U-Pb分析结果。总体来看,这些分析的U含量高,为453×10^{-6}～5325×10^{-6}。由于裂隙发育,普通铅在全铅中所占百分数也较高,一般在0.12%～4.14%,个别高达35.93%(表5)。但是,这些分析在一致曲线上分布集中(图7),除分析9.1外,加权平均年龄为429±7 Ma(n=14, MSWD=1.2)。

3.4 英安岩(MT1-11)

英安岩中的锆石较少,并且,大部分粒径在100 μm以下。锆石外形主要为圆粒至椭圆粒状,内部发育较模糊的韵律环带结构(图版Ⅲ-5,6)。

表5列出了英安岩的15个SHRIMP U-Pb分析结果。除分析点6.1和12.1(表5)两个离群值外,其余在一致曲线图中集中分布于一致曲线上或其附近,加权平均年龄为459±8 Ma(n=13, MSWD=1.2)。

4 讨论

4.1 图林凯石英闪长岩的岩浆和变质演化

图林凯石英闪长岩的SHRIMP U-Pb分析表明,高Th/U值(0.18～1.16)锆石核或晶域形成于467±13 Ma,低Th/U值(0～0.1)核和晶域形成于451±18 Ma,极低U的壳(9×10^{-6}～24×10^{-6})和晶域形成于414±17 Ma,揭示了这一岩石的复杂演化历史。

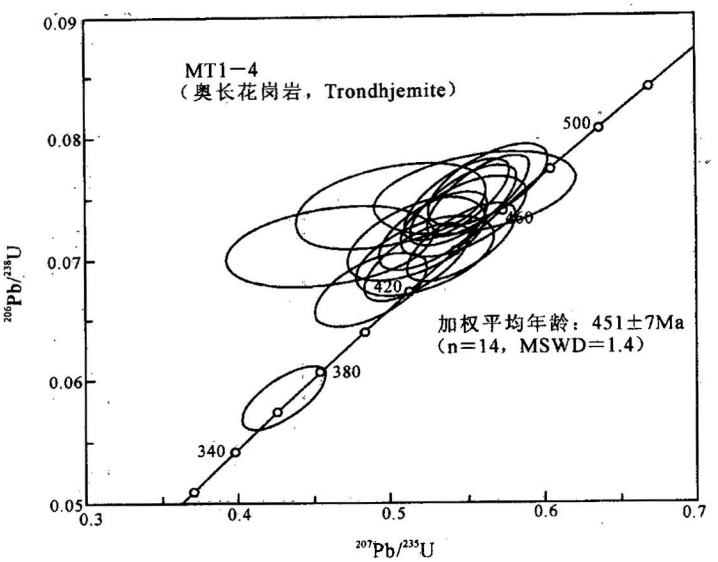


图6 奥长花岗岩锆石U-Pb一致曲线图

Fig. 6 U-Pb concordia diagram of zircons from the trondhjemite

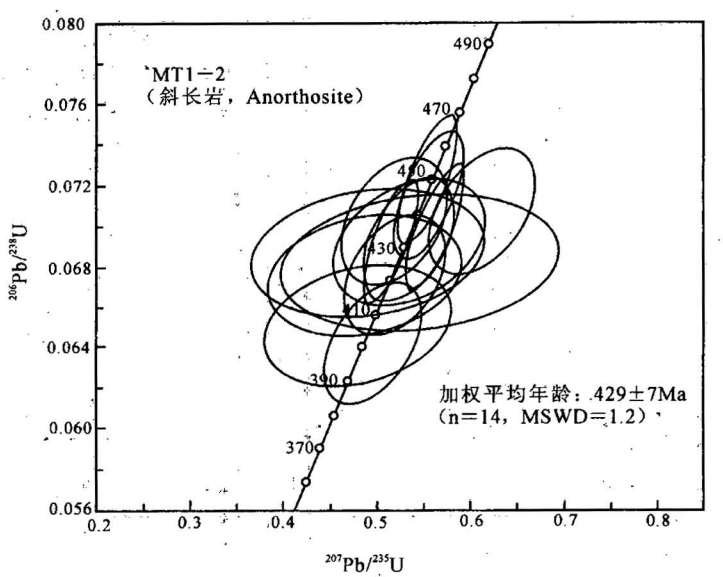


图7 斜长岩锆石U-Pb一致曲线图

Fig. 7 U-Pb concordia diagram of zircons from the anorthosite

Th/U值是分析锆石成因的一个重要地球化学依据。研究表明岩浆锆石的Th/U值高,一般>0.1,通常在0.5以上(Vavra et al.,1996,1999),相反,变质锆石Th/U值低,一般<0.1(Williams et al.,1987,1996)。根据这一经验,图林凯石英闪长岩中高Th/U值(0.18～1.16)锆石核或晶域的年龄,即467±13 Ma,解释为该岩石的侵位年龄。

在高级变质岩中,变质锆石的低Th/U值,可能与变质流体有关(Williams et al.,1996),从本质上讲,与深熔作用有关(Vavra et al.,1996)。低Th/U值锆石也常见于大洋斜长花岗岩中,如在澳大利亚新英格兰造山带Weraerai地体Upper Bingara斜长花岗岩(Aitchison et al., 1995)中,和金沙江娘九丁斜长花岗岩(简平等,2003)中,都存在较多的Th/U值小于0.1的锆石,但至目前为止,还没有人深入地就这一问题进行讨论。

图林凯石英闪长岩中锆石的低 Th/U 值(0～0.1)锆石核或晶域，具有变质锆石的 Th/U 值特征。一种可能的解释是，岩石受到高级变质及与之相伴的部分熔融作用，451±18 Ma 的年龄记录了这一高级变质和部分熔融事件的时代。

极低 U 的壳(9×10^{-6}～24×10^{-6})可以增生于低 Th/U 值晶域之上(如图版Ⅱ-1)，也可以增生于高 Th/U 值核上(图版Ⅱ-8)。其他3个极低 U 的晶域(图版Ⅱ-10,11,12)与各自颗粒上的更老年龄的相邻晶域之间，表现出了截然的关系，显然是后期变质事件的产物。因此，414±17 Ma 代表了这一岩石经受的最后一次变质事件。

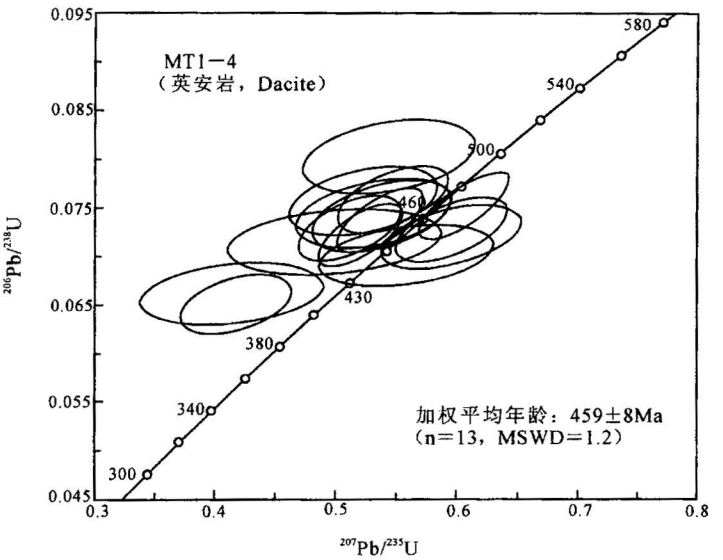


图 8　英安岩锆石 U-Pb 一致曲线图

Fig. 8　U-Pb concordia diagram of zircons from the dacite

4.2　图林凯埃达克岩的岩浆活动历史

图林凯地区蛇绿岩及斜长角闪岩中的石英闪长岩、奥长花岗岩、斜长岩和英安岩都具有埃达克岩的成分特征。精确的 SHRIMP U-Pb 年龄测定表明，石英闪长岩侵位最早(467±13 Ma)，随后是英安岩喷发(459±8 Ma)。奥长花岗岩形成略晚(451±7 Ma)，大约与此同时，石英闪长岩受到了高级变质及其相伴的部分熔融作用(451±18 Ma)。斜长岩的岩墙形成最晚，为429±7 Ma。这一研究说明，图林凯及所代表的温都尔庙蛇绿岩带中，在早古生代时期，存在至少长达38 Ma 的多次埃达克岩浆活动。如果假定上述埃达克岩具有同样的成因，假定它们是年轻的热的洋壳部分熔融形成的，那么，我们可以推测467～451 Ma 可能属于同一组年龄，反映了一次消减事件；而429 Ma 可能代表了另外一次消减事件的记录。

Gutscher 等(2000)提出埃达克岩的产生通常不超过几个百万年，意味着埃达克岩是通过地球动力学环境的迅速变化而形成的。的确，在图林凯石英闪长岩中，锆石 Th/U 值的巨大差异反映了地球动力学环境的剧烈变迁，但高 Th/U 值和低 Th/U 值的两类核或晶域的年龄差异约16 Ma，远大于前人总结的数百万年。更进一步地，从石英闪长岩侵位至斜长岩岩墙，时间长达38 Ma。在早古生代时期，存在较长时间的埃达克岩浆活动，可能与当时的地热梯度不如新生代高有关。

4.3　区域地质意义：早古生代洋壳消减的证据

按照图林凯埃达克岩产出的特征，它类似于蛇绿岩组合的浅色岩系(主要由斜长花岗岩、奥长花岗岩、英云闪长岩等组成)。典型的蛇绿岩浅色岩系的 REE 配分模式是 LREE 略亏损或略富集的，但 HREE 丰度异常的高，且有明显的负铕异常(Coleman，1977)。而图林凯的斜长花岗岩是 HREE 强烈亏损的，无明显的负铕异常，相反，有的还有正铕异常。蛇绿岩的浅色岩系是板块扩张脊浅部(<8 km)岩浆房的辉长质岩石在有水加入的条件下部分熔融形成的，通常属于蛇绿岩的成员(Coleman，1977)；而具有埃达克岩地球化学特征的浅色岩系则是在高温高压条件下(850～1100℃和1.0～4.0 GPa)由基性岩部分熔融形成的，在板块消减带环境下，大约相当于70～90 km 深处的 MORB 部分熔融的产物。因此，图林凯埃达克岩就具有特殊的意义，它不是蛇绿岩的成员，其年龄与蛇绿岩的形成无关(应当晚于蛇绿岩)，而反映的是板块消减事件的年龄。

埃达克岩来源于变质玄武岩在角闪岩相—榴辉岩相变质条件下的部分熔融(Defant et al.，1990)，是现阶段有关这类岩石成因的主流认识。一些学者明确地提出，埃达克岩是消减的岩石圈或板片(主要指洋壳及 MORB)部分熔融的产物(如 Defant et al.，1990，1993；Sajona et al.，1993；Alfredo et al.，2001；Samaniego et al.，2002)。从构造地质学的角度，埃达克岩可以作为鉴别消减带的一项岩浆岩标志(Bourdon et al.，2003)。

图林凯埃达克岩产于蛇纹岩、辉长辉绿岩和斜长角闪岩中。在区域上，温都尔庙带中有多处蓝片岩

出露点(图1a)。这一构造背景与 Moore(1986)描述的墨西哥产于三叠纪蛇绿岩之下的由含绿片岩、蓝片岩、变辉长岩、流纹岩(埃达克岩)、角闪岩和榴辉岩等岩块构成的混杂岩有较多的相似性。因此,图林凯埃达克岩是蛇绿岩(洋壳)于早古代消减的产物。

5 结论

(1) 研究表明,图林凯浅色岩系的地球化学特征类似埃达克岩,表明其非蛇绿岩的成员,而是与板块消减作用有关的,是板片熔融形成的,属于岛弧岩浆作用的产物。根据我们所获得的浅色岩系的 SHRIMP 年龄,图林凯蛇绿岩应当是在467 Ma 之前形成的。

(2) 图林凯埃达克岩的年龄范围长达38 Ma,很难用一次消减事件来解释,推测该区在早古代时期可能至少经历了两次消减事件的影响:一次可能在467～451 Ma 期间,另一次在429 Ma 左右。

致谢:SHRIMP 分析样品制备,SHRIMP 分析得到了北京离子探针中心工作人员的帮助。在此表示感谢。

参 考 文 献

简平,刘敦一,孙晓猛. 2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年:古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约. 地质学报,77(2):1～13.

胡晓,许传诗,牛树银. 1990. 华北地台北缘早古生代大陆边缘演化. 北京:北京大学出版社,6～23.

刘敦一,简平. 2003. 大别山双河硬玉石英岩243 Ma 的超高压变质事件和228 Ma 的退变质事件—SHRIMP 测年、矿物包体及 REE 证据. 地质学报,77(4):(出版中).

王焰,张旗,钱青. 2000. 埃达克岩(adakite)的地球化学特征及其构造意义. 岩石学报,35(2):251～256.

References

Aitchison J C, Ireland T R. 1995. Age profile of ophiolitic rocks across the late Paleaeozoic New England orogen, New South Wales: implications for tectonic models. Australian Journal of Earth Sciences, 42:11～23.

Bourdon E, Eissen J P, Gutscher M A, et al. 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case(South America). EPSL,205:123～138.

Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. 1992. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc., 149: 171～184.

Coleman R G, Peterman Z E. 1975. Oceanic plagiogranite. J. Geophs. Res., 80:1099～1108.

Defant J D. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nuture,347(18):662～665.

Defant J D. 1993. Mount St. Helens: potential exemple of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21:547～550.

Guscher M A, Maury R, Eissen J P, Bourdon E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology,28: 535～538.

Hu X, Xu C, Niu S. 1990. Evolution of the early Paleozoic continental margin in northern margin of the north China platform. Beijing: Beijing University Press,6～23.

Jian P, Liu D, Sun X. 2003. SHRIMP dating of Carboniferous Jinshajiang Ophiolite, China: geochronological constraints for the evolution of Paleo-Tethys oceanic floor, Acta Geologica Sinica, 77(2):1～13(in Chinese with English abstract).

Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/EX, version 2, a geolocronolgical Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47.

Ludwig K R. 2001. Squid 1. 02: A user manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2:19.

Liu D, Jian P. 2003. 243 Ma UHP and 228 Ma Retrograde Events of the Dabie Mountains-SHRIMP Dating, Mineral Inclusions and REE Geochemistry of the Shuanghe Jadeite Quartzite. Acta Geologica Sinica,77(in press).

Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. Lithos.,46:411～429.

Moore T E. 1986. Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Purerto Nuevo mélange complex, Vizcanio Peninsula, Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Am. Mem., 164:43～58.

Nutman A P, Green D H, Cook C A, et al. 2001. SHRIMP U-Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard peridotite and its emplacement over crustal rocks: constraints for tectonic models. Journal of the Geological Society, London. 158:809～820.

Robles A J, Caimus T, Benoit M. 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mesico:indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? Geology, 29(6):531～534.

Sajona G F, Maury R C, Bellon H, Cotton J, Defant M J, Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and generation of slab melts in westerb and eastern Mindanao, Philippines. Geology, 21:1007～1010.

Samaniego P, Martin H, Robin C, Monzier M. 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. Geological Society of America,30(11):967～970.

Sorenson S S. 1988. Petrology of amphibolite-facies mafic and ultramafic rocks from Catalina schist, southern Califorlia: metamorphism and magmatisation in a subductiong zone metamorphic setting. Metamorphic Geology,6:405～435.

Vavra G, Gebauer D, Schmid R, et al. 1996. Mutiple zircon growth and recrystallization during polyphase late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea zone(southern Alps): an ionprobe (SHRIMP) study. Contrib Mineral Petro., 122:337～358.

Vavra G, Schmid R, Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (South Alps). Contrib Mineral Petrol., 134: 380～404.

Williams I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib. Mineral. Petrol., 97: 205～217.

Wiliiams I S, Buick C I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reylolds Range, central Australia. J. metamorphic Geol., 14: 29～47.

Wang Y, Zhang Q, Qian Q. 2000. Adakite: geochemical characteristics and tectonic significance, Scientia Geologica Sinica, 35(2): 251～256 (in Chinese with English abstract).

图 版 说 明

图 版 Ⅰ

1. 上，石英闪长岩(MT1-1)和斜长岩(MT1-2)采样位置。下，奥长花岗岩(MT1-3)采样位置，图中白色岩石为奥长花岗岩。
2. 奥长花岗岩(MT1-3)呈脉状产于辉长辉绿岩中，白色岩石为奥长花岗岩。
3. 斜长岩呈岩墙穿插碳酸岩化蛇纹岩，白色岩石为斜长岩。

图 版 Ⅱ

测定的石英闪长岩(MT1-1)的锆石阴极发光图像。图中圆圈表示测点中心，圈内数字为点号，圈外数字为年龄(Ma)和 Th/U 值。

图 版 Ⅲ

1，2. 为奥长花岗岩中锆石的代表性图像。图中圆圈表示测点中心，圈内数字为点号，圈外数字为年龄(Ma)。

3，4. 为斜长岩中锆石的代表性背散射电子相图像。图中圆圈表示测点中心，圈内数字为点号，圈外数字为年龄(Ma)。

5，6. 为英安岩中锆石的代表性阴极发光图像。图中圆圈表示测点中心，圈内数字为点号，圈外数字为年龄(Ma)。

SHRIMP Dating of Adakites in the Tulingkai Ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the Early Paleozoic Subduction

LIU Dunyi[1)], JIAN Ping[1)], ZHANG Qi[2)], ZHANG Fuqin[2)], SHI Yuruo[1)], SHI Guanghai[2)], ZHANG Nuqiao[3)], TAO Hua[1)]

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing*, 100037

2) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing*, 100029

3) *Inner Mongonia Geological Suvey, Huhehaote*, 010055

Abstract

The newly recognized adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia, lithologically including quartz diorite, trondhjemite, anorthosite and dacite, are magmatic markers of the Early Paleozoic Ondor Sum-Tulingkai subduction zone. The rocks are precisely dated using SHRIMP. The quartz diorite intruded at 467±13 Ma, implying that the oceanic subduction started at this time or earlier. Shortly afterwards, at about 451±18 Ma, the high-grade metamorphism and/or partial melting took place. The dacite erupted at 459±8 Ma, the trondhjemite intruded at 451±7 Ma, and finally, the anorthosite dike was formed at 429±7 Ma. It is therefore suggested that the time interval of the Early Paleozoic subduction of the Ondor Sum-Tulingkai oceanic crust is over 38 Ma.

Key words: Inner Mongolia; adakite; ophiolite; SHRIMP; Early Paleozoic

1

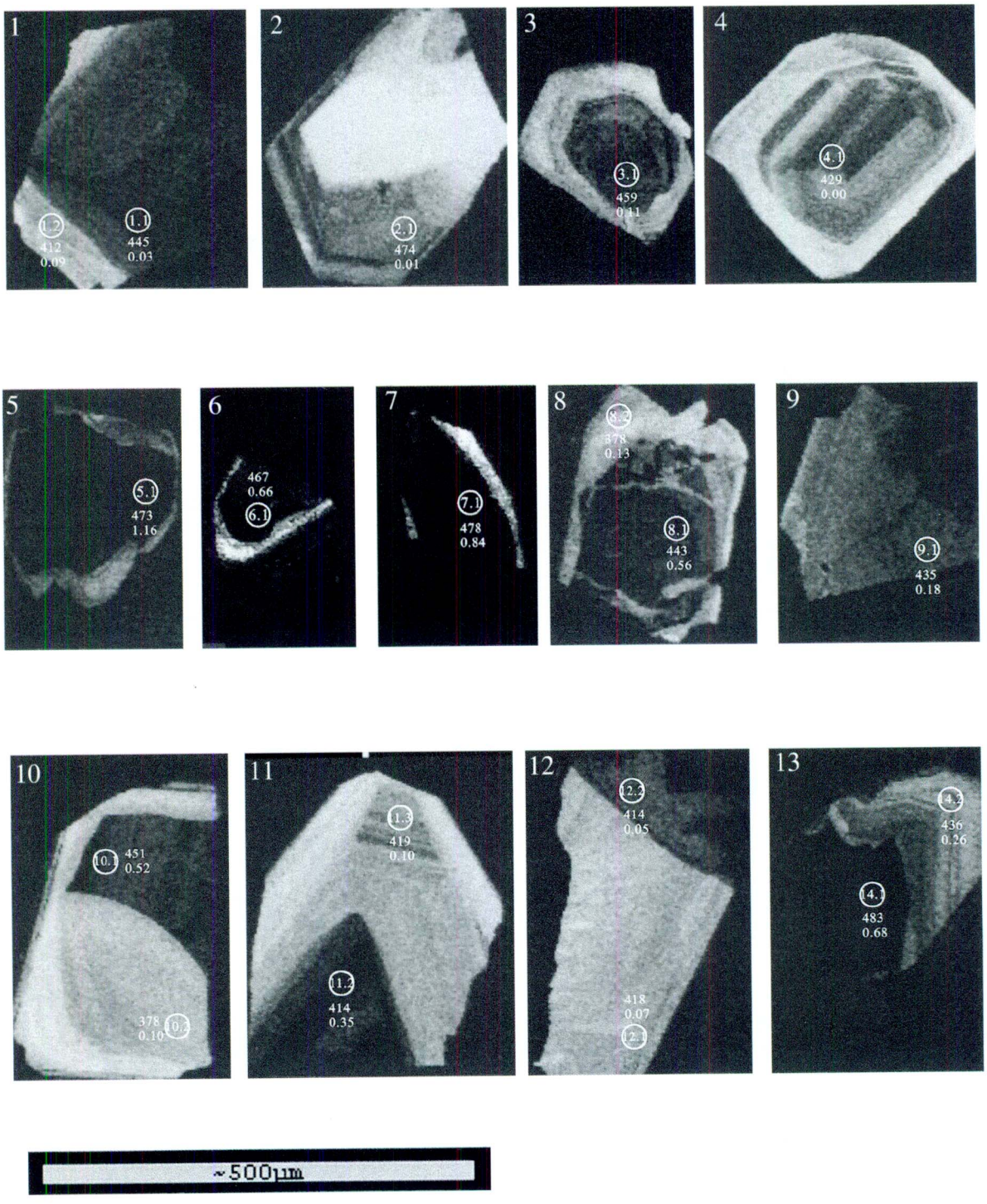


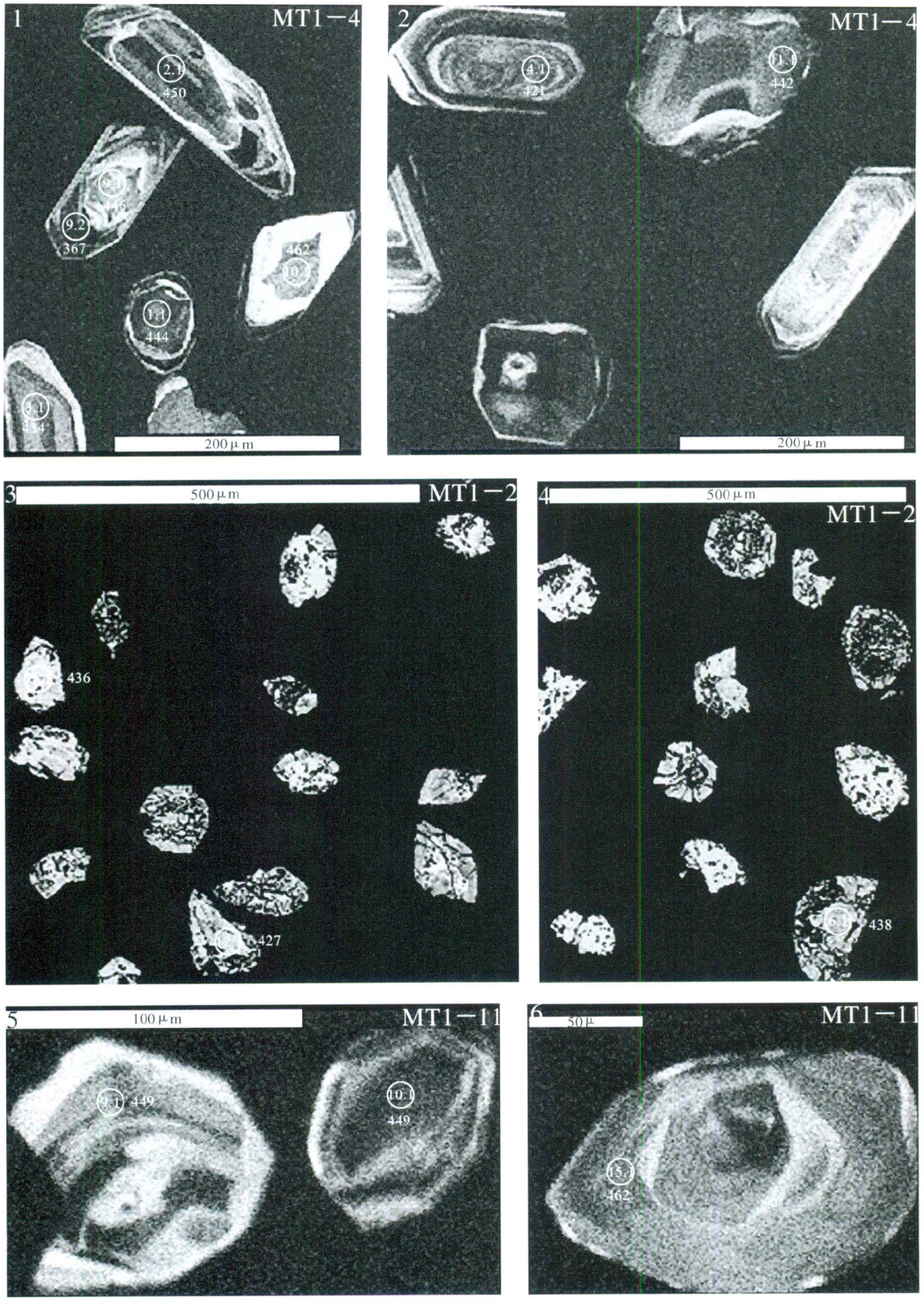
2



3




1
1.2
412
0.09
1.1
445
0.03
2
2.1
474
0.01
3
3.1
459
0.11
4
4.1
429
0.00
5
5.1
473
1.16
6
467
0.66
6.1
7
7.1
478
0.84
8
8.2
378
0.13
8.1
443
0.56
9
9.1
435
0.18
10
10.1
451
0.52
378
0.10
10.2
11
11.3
419
0.10
11.2
414
0.35
12
12.2
414
0.05
418
0.07
12.1
13
14.2
436
0.26
14.1
483
0.68
~500μm


1
MT1－4
2.1
450
9.2
367
462
10.1
11.1
444
9.1
434
200μm
2
MT1－4
4.1
421
11.1
442
200μm
3
500μm
MT1－2
436
427
4
500μm
MT1－2
6.1
438
5
100μm
MT1－11
9.1
449
10.1
449
6
50μ
MT1－11
15.1
462