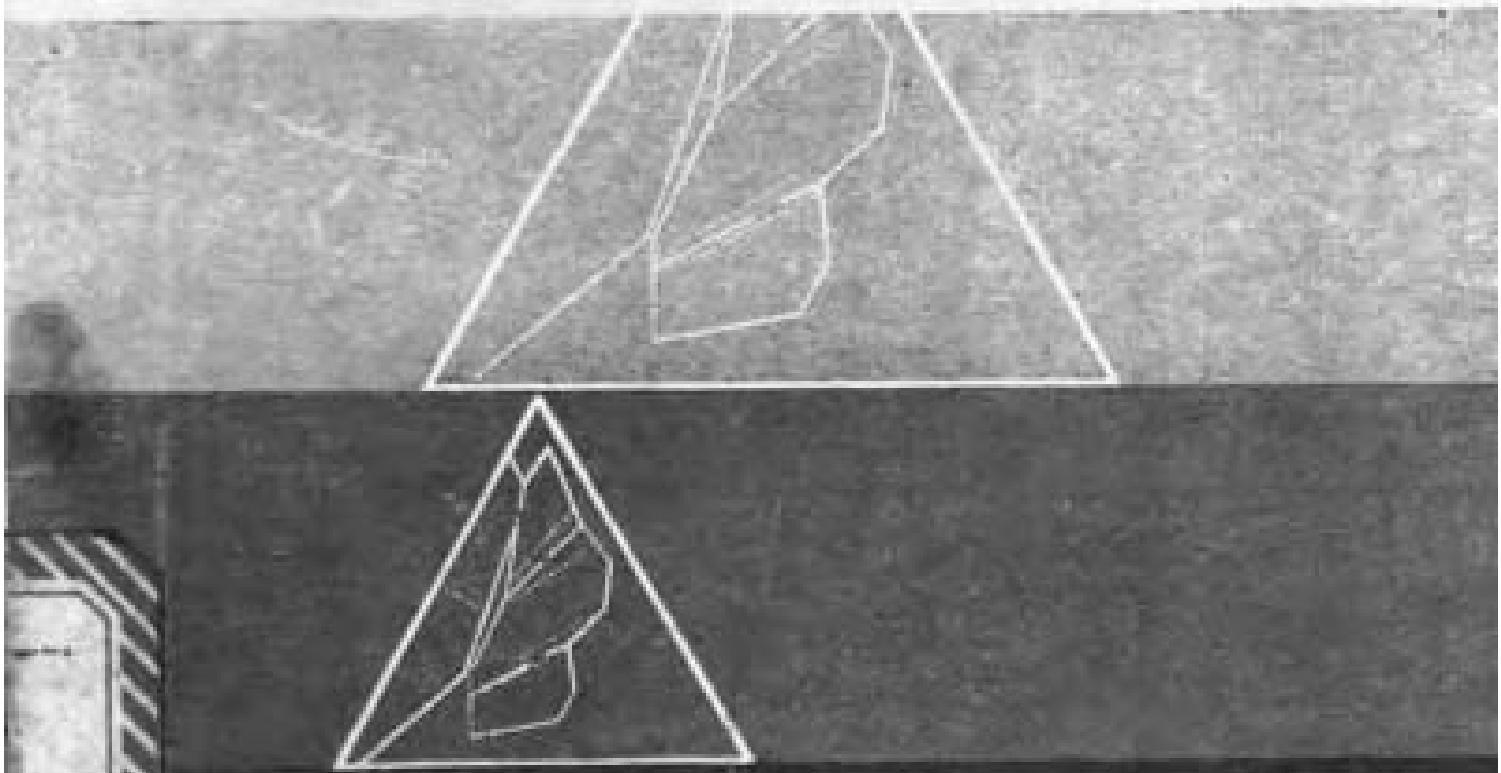
变质岩原岩图解判别法

王仁民 贺高品 陈珍珍 郑松彦 耿元生



地质出版社

统一书号：　13038新3
国内定价：　2.10　元
科　　目：　152—245

变质岩原岩图解判别法

王仁民　贺高品　陈珍珍
郑松彦　耿元生

地质出版社

内 容 提 要

本书参考了国外七十多位变质岩专家应用地球化学资料恢复变质岩原岩性质的文献，引用了60年代至80年代初各种有关图解116幅，较系统、全面地评述了国外应用变质岩及变质矿物中常量元素、微量元素及稀土元素含量判别变质岩原岩性质的方法；对了解变质岩原岩建造、含矿建造与大地构造环境以及地壳演化历史的关系有重要参考意义。

本书资料新颖，方法适用，是基础地质书籍之一，对从事科研、教学和野外地质工作的人员均有重要参考价值；还可供研究生及高年级大学生作为专题课教材。

变质岩原岩图解判别法

王仁民　贺高品　陈珍珍
郑松彦　耿元生

责任编辑：王休中
地质出版社出版
（北京西四）
河北省蠡县印刷厂印刷
（北京海淀区学院路29号）
新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：850×1168 1/32 印张：6 9/16 字数：168,000
1987年11月北京第一版·1987年11月北京第一次印刷
印数1—2,600册　国内定价：2.10元
统一书号：13038·新399

序　言

1983年11月中国地质学会岩石专业委员会、山东省地质学会和中国矿物岩石地球化学学会变质岩委员会共同在山东烟台组织召开了全国变质岩原岩恢复的学术讨论会。在会上不同系统的广大地质工作者一致认为：目前国内对变质岩原岩性质的研究有了较大进展，国外书刊上也有不少新的图解，希望有关部门能编著这方面的书。为此，中国地质学会岩石专业委员会和中国矿物岩石地球化学学会变质岩委员会共同决定，组织从事教育和科研的有关同志编写此书。经过近两年的努力，于1985年秋完成了初稿，经有关专家审阅后，作了补充和修改。

本书较全面地介绍了国外应用变质岩及变质矿物的常量元素、微量元素及稀土元素等分析资料编制的各种图解，藉以判别变质岩的原岩性质。本书中的各种图解基本与原著一致，并简要说明其来源和使用方法；及其适用范围和优缺点等。全书选入的材料，主要为60年代至80年代初期国外文献中有关恢复变质岩原岩的图解，总计120多个，内容比较齐全，便於参考应用。国内同类材料，由於容易查找，故未包括在内。这些图解按应用情况可分为三类：第一类：图解比较合理，简单易行，目前已得到广泛应用；第二类：以惰性组分为主做图，是最近几年提出来的，具有较大的发展前景，已日益受到人们重视；第三类：应用了部分活动组分作图，其中有的图解部分原岩分区有重叠，可选择使用或配合其它图解使用。

变质岩原岩性质的判别，是一项综合性很强的工作，既要对宏观地质现象作详细的观察和细致的岩相学研究，又要结合各种岩石的化学数据，进行综合分析，才能得出较可靠的结论。目前对变质岩原岩性质的研究，要求愈来愈高，不仅要恢复变质岩的

原岩类型，还要研究变质岩的形成条件，构造环境及源区性质，因此更需借助岩石的化学研究方法。在研究中应尽量应用相对不活动的元素；对于活动性较大的元素，在应用时必需和地质背景相结合，如应用得当，也能获得较好的效果。

近年来国际上十分重视利用地球化学方法研究基性火山岩及其变质岩的形成环境和成岩过程等方面，有关的文章很多，本书也作了一定的介绍。需要指出的是：所介绍的各种图解，大部分是基于显生宙、尤其是中、新生代未变质的岩石，图解是由不同学者按各自的需要和目的设计的，因此应用这些图解和方法于变质岩，特别是古老的变质岩时，要考虑各种因素的可能影响和大地构造背景的差异。

变质岩原岩性质的判别是变质岩地质研究中的一项基础工作，直接影响对变质岩原岩建造和含矿建造与大地构造环境以及地壳演化历史的分析和总结。本书的出版，将进一步提高变质岩地区的基础研究工作的水平和普查找矿的效果。

沈其韩

1986年4月20日

前　言

根据1983年11月中国地质学会岩石专业委员会、山东省地质学会和中国矿物岩石地球化学学会变质岩委员会共同组织召开的山东烟台会议提出的要求，我们广泛收集了国外书刊上1985年以前的有关变质岩原岩性质的各种化学研究资料，在分析对比的基础上共选择了120多个图解和方法。为便于更好的应用这些图解，对每个图解的基本原理、使用方法、适用范围及优缺点进行了简要评述。为了保持图解上各种界线的准确性，除个别图解外，均取自最初发表的原文。全部图解和方法按性质分为四章，第一章是区分正副变质岩及基本原岩类型的图解和方法，后三章是进一步研究变质玄武岩、花岗质岩石和变质沉积岩的成因类型及形成环境的图解和方法。编写分工是，第一章及第四章由贺高品和郑松彦编写；第二章、第三章由王仁民和陈珍珍编写；附录由耿元生编写；耿元生还编写了第一章、第四章中的个别图解。

本书的编写和出版是在地质学会岩石专业委员会和矿物岩石地球化学学会变质岩委员会的大力支持下实现的，特别是沈其韩和刘国惠为此做了大量的组织工作。本书初稿完成后，经沈其韩、应思淮、刘国惠和石宏仁进行了审阅，提出了许多宝贵意见。本书的出版还得到地质出版社的大力支持。在此一并表示感谢。

由于作者的水平有限，加之时间较紧，还会有一些较好的图解未能收集在内，对每个图解的评价也会有不恰当的地方，而且今后还会不断提出各种新的图解，恳切希望读者批评和指正。

作者

1986年4月

目　录

第一章　区分正副变质岩及基本原岩类型的图解和方法……（1）

一、利用尼格里值和其它数值的图解……（2）

（一）尼格里四面体图解……（2）

（二）（al＋fm）－（c＋alk）—si图解……（4）

（三）（al—alk）—c图解……（6）

（四）c—mg图解……（8）

（五）100mg—c—（al－alk）图解……（10）

（六）si—mg图解……（11）

（七）A—C—FM图解……（12）

（八）ACF和A′KF图解……（14）

（九）KAF图解……（15）

二、利用造岩元素含量及比例关系的图解……（18）

（一）多莫拉茨基图解……（18）

（二）（Al/3－K）—（Al/3－Na）图解……（22）

（三）[(Al＋Fe＋Ti)/3－K]—[(Al＋Fe＋Ti)/3－Na]图解……（24）

（四）（Al＋Fe＋Ti）—（Ca＋Mg）图解……（25）

（五）（Al＋ΣFe＋Ti）—（Ca＋Mg）图解……（26）

（六）Al_2O_3—（K_2O＋Na_2O）图解……（28）

（七）MgO—CaO—FeO*图解……（30）

（八）TiO_2—SiO_2图解……（31）

（九）TiO_2—F图解……（32）

（十）MnO—TiO_2图解……（33）

三、利用微量元素和稀土元素的图解 …… (34)
(一) Zr/TiO_2—Ni图解 …… (34)
(二) Zr—MgO图解 …… (35)
(三) Cr—TiO_2图解和Ni—TiO_2图解 …… (36)
(四) Cr—*mg*和Ni—*mg*图解 …… (38)
(五) R*fm*—R*fl*—R*v*图解 …… (39)
(六) La/Yb—TR图解 …… (41)
四、其它图解和方法 …… (42)
(一) 定量矿物法 …… (42)
(二) Q F M图解 …… (48)
(三) *x*函数判别式 …… (49)
(四) DF函数判别式 …… (50)
第二章 研究变质玄武岩类的构造环境与岩浆系列的图解 …… (52)
一、玄武岩类的各种喷发环境简介 …… (52)
二、典型环境玄武岩的地球化学型式 …… (54)
三、主要适用于判别板内与非板内玄武岩的图解 …… (58)
(一) Ti/100—Zr—Y·3图解 …… (58)
(二) Zr/Y—Zr图解 …… (61)
(三) Ti/Y—Nb/Y图解 …… (63)
四、主要适用于判别岛弧与非岛弧玄武岩的图解 …… (64)
(一) Hf/3—Th—Ta图解 …… (64)
(二) Th/Yb—Ta/Yb图解 …… (65)
(三) Th—Ta图解 …… (67)
(四) Ti—Zr图解 …… (68)
(五) Ti/100—Zr—Sr/2图解 …… (69)
(六) Cr—Y图解 …… (71)
(七) Ni—Y图解 …… (73)
(八) Ti—Cr图解 …… (74)
五、强调使用主要元素的图解 …… (75)

(一) Al_2O_3、TiO_2、Zr、V、Ni和Cr对100Mg/(Mg+Fe*)图解 …… (75)
(二) Ni—FeC*/MgO图解 …… (78)
(三) SiO_2、FeO*和TiO_2相对于FeO*/MgO的变异图解 …… (80)
(四) FeO*/MgO—TiO_2图解 …… (81)
(五) 判别函数F_1、F_2、F_3图解 …… (82)
(六) FeO*—MgO—Al_2O_3图解 …… (85)
(七) TiO_2—K_2O—P_2O_5图解 …… (87)
(八) 大洋系数—氧化铝系数图解 …… (89)
六、利用稀土元素的图解 …… (91)
(一) 不同构造环境拉斑玄武岩的稀土元素范围 …… (91)
(二) 碱性玄武岩系的稀土元素范围 …… (93)
(三) 太古代的TH1与TH2 …… (95)
七、与残留的单斜辉石成分有关的图解 …… (96)
(一) 单斜辉石的F_1—F_2图解 …… (96)
(二) 单斜辉石的TiO_2—MnO—Na_2O图解 …… (98)
(三) 单斜辉石的Ti—(Ca+Na)，(Ti+Cr)—Ca和Ti—Al图解 …… (100)
八、使用惰性组份判别火山岩系列与分类命名的图解 …… (102)
(一) CI—NPC图解 …… (102)
(二) Al_2O_3—NPC图解 …… (105)
(三) FAM图解 …… (106)
(四) MgO—FeC*图解 …… (108)
(五) 拉斑玄武岩系与碱性玄武岩系的判别图解 …… (109)
九、用惰性组份进行变质火山岩分类命名的图解 …… (113)
(一) SiO_2—Zr/TiO_2图解 (图2.40) …… (114)
(二) SiO_2—Nb/Y图解 (图2.41) …… (114)
(三) Zr/TiO_2—Nb/Y图解 (图2·42) …… (115)
(四) Zr/TiO_2—Ce图解 (图2.43) …… (116)

(五) Zr/TiO_2—Ga图解 (图2.44) …… (116)
(六) Ga/Sc—Nb/Y图解 (图2.45) …… (117)
第三章 灰色片麻岩及花岗岩类古侵入岩体的进一步判别图解 …… (119)
一、划分类型与系列的图解 …… (120)
(一) An—Ab—Or分类图解 …… (120)
(二) K—Na—Ca 图解 …… (122)
(三) Q—Ab—Or 图解 …… (123)
二、判别构造位置的图解 …… (124)
(一) 花岗岩构造位置判别图解 …… (124)
(二) Yb—Al_2O_3图解 …… (127)
(三) 不同构造环境的奥长花岗岩稀土元素型式图 …… (129)
(四) K_2O—SiO_2图解 …… (130)
(五) Rb—Sr图解 …… (131)
三、稀土元素型式与成岩模型有关图解 …… (132)
(一) 拉长岩—奥长花岗岩系的稀土元素型式图 …… (132)
(二) 高Al_2O_3和低Al_2O_3型英云闪长岩系的稀土元素型式图 …… (134)
(三) TTG型花岗质岩类的稀土元素范围 …… (135)
(四) 阿米佐克片麻岩中两组岩石的稀土元素范围 …… (138)
(五) 太古代酸性火山岩的稀土元素范围 …… (139)
(六) La/Sm—La图解 …… (140)
(七) Ce—R图解 …… (142)
四、判别花岗岩成因类型的图解 …… (143)
(一) 区分岩浆花岗岩和交代花岗岩的Na—K—Ca图解 …… (143)
(二) 划分花岗岩成因类型的ACF图解 …… (144)
第四章 研究变质沉积岩原岩性质及形成条件的图解和方法 …… (147)
一、区分变质沉积岩原岩类型的图解 …… (148)
(一) 米什金图解 …… (148)
(二) AF图解 …… (151)

(三) log (Na_2O/K_2O) —log (SiO_2/Al_2O_3) 图解 …… (152)
(四) 前寒武纪沉积岩的稀土元素图解 …… (153)
二、判别变质粘土岩原岩类型和形成环境的图解和方法 …… (155)
(一) 沉积矿物成分再造法 …… (155)
(二) KAF图解 …… (158)
(三) ($Al_2O_3+TiO_2$) — (SiO_2+K_2O) —Σ其余组份图解 …… (159)
(四) 不同气候带粘土岩的成分图解 …… (162)
(五) K_2O—B*图解和Ba—Sr图解 …… (163)
附录 …… (166)
附表1 超基性岩的平均化学成分 …… (167)
附表2 太古代科马提岩的平均成分…… (168)
附表3 基性火山岩的平均化学成分…… (170)
附表4 拉斑玄武岩的平均成分…… (171)
附表5 中性火山岩的平均化学成分…… (172)
附表6 太古代安山岩和现代安山岩的平均成分…… (173)
附表7 酸性火山岩的平均化学成分…… (174)
附表8 几种主要砂岩的平均化学成分 …… (175)
附表9 泥质岩的平均化学成分 …… (176)
附表10 硅质岩的平均化学成分 …… (177)
附表11 碳酸盐岩的平均化学成分 …… (178)
附表12 地壳元素的丰度…… (179)
附表13 用于标准化的某些样品的稀土元素丰度…… (180)
附表14 氧化物重量百分比与分子数换算表* …… (182)
参考文献 …… (189)

第一章　区分正副变质岩及基本原岩类型的图解和方法

本章中的图解和方法主要用于区分正副变质岩及基本的原岩类型，是后面几章进一步研究变质火成岩和变质沉积岩的成因类型及形成环境的基础。为此从国外有关的书刊中挑选了30几种图解和方法，其中有些图解和方法是本书新选入的，有些图解和方法过去国内虽有人应用，但多是间接引自其它文章，难免有错漏之处，这次均根据原文对图解及其用法等作了必要的修正。

在这些图解和方法中，除两种为函数判别式外，其余的均为岩石化学图解（包括一个造岩矿物含量图解），它们的形式多种多样，所用的岩石化学资料也不相同，包括尼格里值或其他计算值、主要元素氧化物的重量百分数或阳离子数、微量元素或稀土元素的含量、主要造岩矿物的含量等。从这些图解和方法的性质来看，大致可归纳为两大类：一类是只简单的把变质岩区分为由火成岩变成的"正变质岩"或由沉积岩变成的"副变质岩"，而未能确定它们的具体原岩类型；另一类是不仅能区分正变质岩和副变质岩，而且能分别划分出几种基本的原岩类型。

根据对这些图解和方法的分析研究，在应用它们恢复变质岩的原岩类型时必需注意如下几个方面：

（1）因为不同图解和方法所依据的资料及需要解决的问题有所不同，它们都具有一定的局限性，因此需要在了解有关图解和方法的适用范围及优缺点的基础上，根据自己的研究目的及资料情况选择合适的图解和方法，而不要不加分析地同时使用多种图解和方法，否则只能造成更多的矛盾，并得不到满意的结果。

（2）因为大多数图解上不同原岩类型之间的界线是作者依

据其所掌握的岩石化学资料圈定的，有的界线还具有一定的推断性质。因此，对有些投在界线附近的分析样品需要结合其它方面的资料进行具体分析，而不要机械地看待图解上所圈定的各种界线。

（3）在应用各种图解时，要尽可能把每个岩石样品的投点表示在图解上，而不要用它们的平均成分进行投点。同时不但要注意每种岩石样品在图解上的位置，还应特别注意各种岩石样品在图解上的相互关系和变化趋势，这对判别各种过渡性质的原岩类型尤其重要。

（4）要注意研究各种火山沉积岩的成分特点及其在各种图解上的分布规律，在一般图解上虽没有标出它们的相应位置，但有些研究表明，它们在图解上的投点往往分布在火山岩区和沉积岩区的分界线附近，或者表现为从火山岩区到沉积岩区的变化趋势。

（5）要注意岩石化学资料的可靠性，因为各种图解和方法的基础是变质作用的等化学原理。因此，一般对于遭受混合岩化作用或其他交代蚀变作用影响的岩石样品不大适用，对于精度较差的岩石化学数据也不能应用。

此外，在外文岩石名词的翻译上，根据国内外关于变质岩命名的习惯用法，将英文amphibolite和俄文амфиболит均译为斜长角闪岩，而不用角闪岩。根据目前关于沉积岩的命名原则，将英文graywacke和俄文грауваккa均译为杂砂岩，而不用硬砂岩。同时将英文arenite和俄文аренит均译为砂屑岩，而不用砂岩。

一、利用尼格里值和其它数值的图解

（一）尼格里四面体图解

这个图解是尼格里（P.Niggli，1954）在应用尼格里值表示不同类型岩石的化学成分特征时提出来的，它是早期应用岩石

化学成分恢复变质岩原岩类型的图解，在国内外被广泛应用于变质岩原岩成因的研究。

尼格里为了表示不同类型岩石的化学成分特征，提出了计算尼格里值（或数）的方法，他根据各种氧化物在组成造岩矿物中的作用和组合规律，将主要氧化物分为四组：$Al' = Al_2O_3$、$Fm' = FeO + 2Fe_2O_3 + MgO + MnO$、$C' = CaO$和$AlK' = Na_2O + K_2O$，它们的分子数比即4个主要的尼格里值$al$、$fm$、$c$和$alk$。由于岩石中的$SiO_2$含量一般较高，因此单独计算为$Si$值。根据需要还可单独计算$mg$、$k$等尼格里值。详细计算方法可参阅有关资料。

该图解是用四个主要的尼格里值al、fm、c和alk所作的四面体，为了使用方便又将四面体切成10个小四面体，并展开成5个菱形，每个菱形由2个等边三角形组成，每个等边三角形代表1个小四面体，它们各具有一定范围的c/fm比率，但都是以al、alk和$c+fm$（注意不是c/fm）为三角形的3个顶点（图1.1）。投点时首先应根据c/fm比率选择所属的三角形，然后根据计算出的al、alk和$c+fm$数值直接投点（因为尼格里值中的$al+alk+c+fm=100$）。尼格里根据一些火成岩和沉积岩的化学分析资料在5个菱形的中部划出了火成岩区，它的上部为粘土质沉积岩区，下部为化学沉积岩区（包括石灰岩和白云岩）。

大量的研究结果表明，该图解在恢复变质岩的原岩类型时，对变质火成岩的误差率很小，但对变质沉积岩的误差率较大，也就是说凡投在沉积岩区的变质岩其原岩类型基本上是沉积岩，而投在火成岩区的变质岩则不能肯定其原岩类型都是火成岩。它的主要缺点是：

（1）由于图解上只表示了4个主要的尼格里值之间的相互关系，而没有考虑不同类型岩石中SiO_2含量的差别及其对al、alk、c和fm值的影响，因此使各种砂质岩石和火山质沉积岩均投在火成岩区，而有的石英岩则投在化学沉积岩区。

（2）原岩类型的划分太简单，不能区分各种类型的泥砂质岩石，也不能区分不同性质的火山岩。

（3）由于是用5个菱形分别表示具有不同c/fm比率的岩石类型，因此使各类岩石的投点显得比较分散，不如在同一个图上可以反映各种岩石类型在化学成分上的相互关系和变化趋势。目前在国内和苏联有关研究变质岩类型的文章中仍广泛使用这个图解，但更多的是用各种尼格里值编制不同的变异图来恢复变质岩的原岩类型。

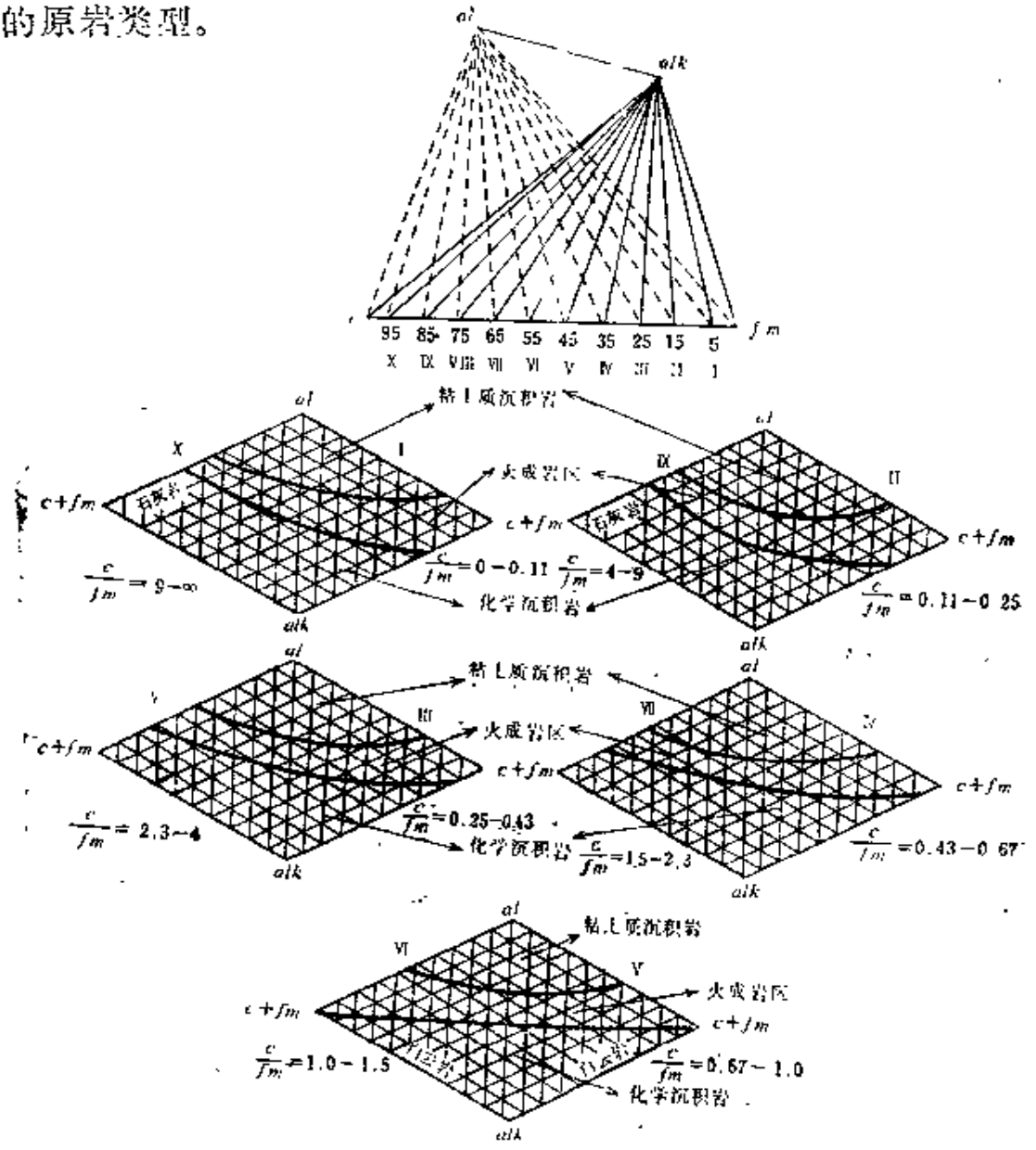


图 1.1 尼格里四面体图解
（据尼格里，1951；转引自契特维里科夫，1956）

（二）（al+fm）－（c+alk）—Si图解

这个图解是西蒙南（A.Simonen,1953）在研究芬兰西南部地区早太古代瑞芬期上地壳岩石的地层学和沉积作用时提出来的。该地区出露有变质程度不同的各种变质岩，岩石中具有各种沉积岩和火山岩的变余结构和构造，它们的原岩类型中包括各种泥质岩、砂质岩、钙质岩、火山碎屑岩和熔岩。为了表示不同类型变质岩的化学特征及相互之间的差别，西蒙南提出了$(al+fm)-(c+alk)$—Si图解，图解中的al、fm、c、alk和Si均为尼格里值（图1,2）。西蒙南根据123个岩石化学分析数据在图解上的投点，以变质火山岩投点分布的最大范围圈定了火山岩区，它包括了基性、中性和酸性火山凝灰岩和熔岩，岩石中SiO_2的含量在图解上表现为Si值的变化，从左到右为基性到酸性。同时以钙质变质岩投点分布的最大范围圈定了钙质沉积岩区。在火山岩区上面，左上方为泥质沉积岩区，右下方为砂质沉积岩区，两者之间为过渡型泥砂质沉积岩区，因此在图解上没有明显的分界线。

西蒙南图解的适用范围比较广泛，它不仅考虑了al、fm、c和alk值在不同类型岩石中的差别，也考虑了Si值的变化。在图解上不仅分出了火山岩区和沉积岩区，还分出了沉积岩的9种主要类型，并大致反映了各种火山岩在化学成分上的变化关系。大量的研究结果表明，该图解在恢复变质岩原岩类型上效果较好，一般误差率较小。

需要说明的是，西蒙南所用的岩石化学分析资料中SiO含量从24—77%（变质火山岩从46—77%），因此认为该图解只适用于SiO >53.5%的岩石是没有根据的。同时需要指出的是图解上3对岩石投点的连接线是表示同一样品中深色部分和浅色部分在化学成分上的差别，图解上的1点和8点、51点和53点、47点和54点分别为同一板岩或云母片岩中的深色层和浅色层，它们说明同一岩石中的深色部分含泥质较多，而浅色部分含砂质较多。其中47点和54点的化学成分相差很大，有人认为是由于与褶皱有关的分异作用所造成。因此，在国内有些文章中把47点和54点的连接线当成泥质岩石和砂质岩石的分界线是一种误解，在应用该图解时可以取

消这些连结线。

该图解不适用于如下几类岩石：

（1）超基性岩：由于Si值较低，fm值高，c和alk值低，因此它们的投点分布在基性火山岩范围外的左上方，有的则与泥质沉积岩区重叠。

（2）超酸性火山岩：如石英角斑岩等，由于Si值高，投点将分布在酸性火山岩范围的外面。

（3）钙质碳酸盐岩：由于c值高，al和fm值低，$(al+fm)-(c+alk)$为负值，它们的投点将分布在Si横坐标的下面。

另外，在图解上火山凝灰岩和熔岩均投在火山岩区而不能区分，至于各种过渡型的火山-沉积岩则大致分布在火山岩区的附近。需要指出的是国内外一些作者曾对西蒙南图解进行了一些修改，但都不如原来的图解比较适用。

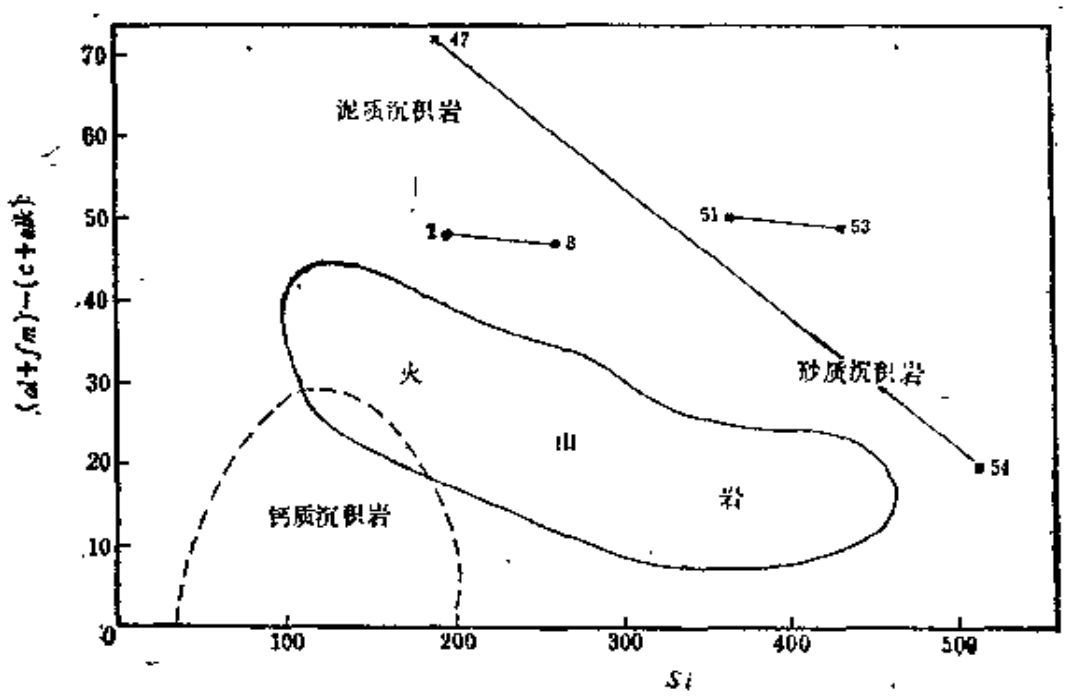


图 1.2　$(al+fm)-(c+alk)$ -- Si图解
（据西蒙南，1953简化）

（三）（al-alk）—c图解

这个图解是利克（B.E.Leake，1969）在研究正副紫苏花

岗岩、正副斜长岩和正副斜长角闪岩中提出的一种判别图解，图解中用了3个主要的尼格里值（*al*、*alk*和*c*）（图1,3）。它是在尼格里（1954）提出的类似图解上作了较大的修改后提出的，主要特点是在图解上分别表示了沉积岩的几种主要类型（粘土岩、杂砂岩、白云岩和石灰岩）以及它们之间的过渡类型，同时也划出了火成岩的分布区。但在图解的中部为化学成分相似的沉积岩和火成岩的重叠区（不确定区），此区变质岩的原岩类型只能靠沉积岩系或火成岩系化学成分变化的不同趋势加以区别。

大量的研究结果表明，各地区的变质火成岩系都明显的沿图解中的长石线(钠长石—钙长石连线)分布，一般主要在长石线的右侧，这是因为在岩浆的分异过程中，斜长石系列内钙长石的含量逐渐减小。在变质沉积岩中除分布于粘土岩、杂砂岩、白云岩或石灰岩范围的变质岩外，具有过渡类型的变质沉积岩系则表现为大致平行*al-alk*轴（如粘土—杂砂岩）或明显的斜交长石线（如粘土—石灰岩、粘土—白云岩、粘土质杂砂岩—碳酸盐岩）的变化趋势。同时变质的火山沉积岩系（如泥砂质岩—火山岩、碳酸盐岩—火山岩）的变化趋势也表现为斜交长石线分布。

该图解的主要优点是使用方便，适用范围较广，不仅能区别变质沉积岩和变质火成岩，也能确定变质沉积岩的不同类型及其过渡类型，特别是能区分不同性质的火山沉积岩。由于*al*、*alk*和*c*是不依赖于SiO_2而独立计算的，因此，SiO_2含量的改变对图解的准确性没有影响。主要缺点是在样品数量较少时只能确定那些明显的属于沉积岩的变质岩，如由粘土岩、杂砂岩、白云岩和石灰岩形成的变质岩。在判断图解中部重叠区变质岩的原岩性质时，如果只有少数样品分析结果，就往往不能反映出明显的变化趋势。尤其是对变质酸性火成岩，由于*al-alk*值和*c*值的变化小，*a-alk*值易受分析误差的影响，当样品分析数量较少时，它们在图解上的投点沿长石线分布的趋势则不明显，因此必须有较多的化学分析数据或结合其他的岩石化学方法作进一步的研究，才能确定其原岩类型。

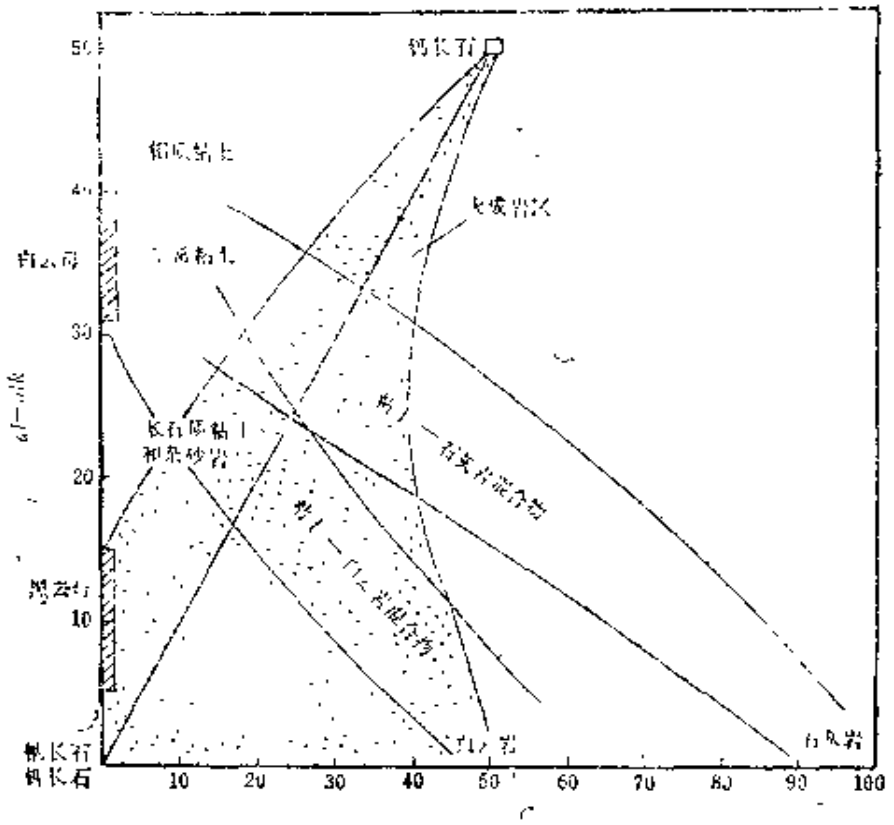


图 1.3 $(al-alk)$ —c图解
(据利克，1968)

（四）c—mg图解

这个图解是利克（1964）为了区分正副斜长角闪岩时提出来的，图解只用了两个尼格里值c和mg为纵横座标，主要根据是泥质碳酸盐岩和基性火成岩在c和mg之间的变化关系上具有不同的特点（图1.4）。图解上表示了典型的泥质岩和半泥质岩(杂砂岩)、石灰岩和白云岩的分布范围以及它们之间的过渡类型（各种泥质岩-石灰岩混合物或泥质岩—白云岩混合物）在图解上分布的趋势线，同时还表示了火成岩分布的趋势线，两种趋势线在图解中部相交。后者是根据非洲南部卡鲁粗玄岩（Karroo dolerite）的分析结果在图解上的投点画出的，它反映了在岩浆分异过程中从早期到中期阶段，由于mg的减少伴随有c的急剧增加，但增加幅度远小于中期到晚期阶段随着mg的降低c的减少，因此火成岩的趋势线呈一条向上弯曲的弧形线。而泥质碳酸盐岩中伴随mg的

增加c总是有不同程度的增加，因此，它们的趋势线是一组倾斜度（c和mg的比值）不同的放射线。

该图解的主要优点是应用的尼格里值很少，使用非常方便，对区分正副斜长角闪岩（尤其是变质基性岩和变质钙硅酸盐岩）效果较好，还能判别不同性质的火山沉积岩（如泥质岩或杂砂岩—火山岩、石灰岩或白云岩—火山岩）、并几不受K_2O、Na_2O、SiO_2等交代作用的影响。如果将该图解和（al-alk）—c图解配合使用，对区别变质岩的原岩性质将得到更好的效果。例如，范德坎普（P.C.Van de Kamp,1968）在应用这二个图解研究加拿大安大略省格林威尔地区变质岩系的原岩成因时，变质沉积岩在二个图解上的变化趋势是从石灰岩区延续到火成岩区，但没有延续到泥质岩区，其中副斜长角闪岩的原岩成分相当于基性凝灰岩和碳酸盐的混合物。又如，范德坎普（1970）在应用这二个图解研究苏格兰绿色岩层的原岩成因时，部分岩石在二个图解上的变化趋势是从泥质岩区延续到火成岩区，但没有延续到碳酸盐岩区，它们的原岩成分相当于基性凝灰岩和泥质岩的混合物。

该图解的主要缺点是由于图解中部为变质沉积岩和变质火成岩的重叠区，它们之间主要靠样品分布的不同趋势加以区别，因此需要有较多的样品分析结果。另外对变质酸性火成岩的效果较差，它们在图解上的变化趋势不大明显。

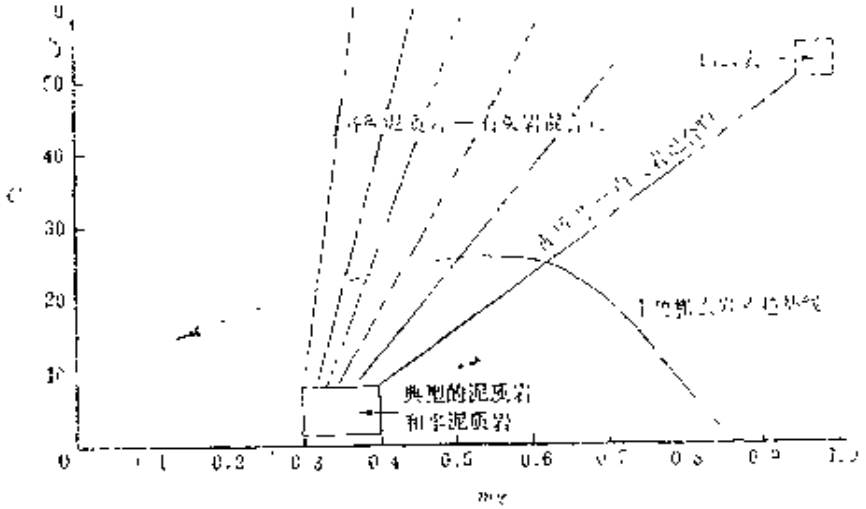


图1.4 c—mg图解
（伊利克，1964）

（五）100mg—c—（al-alk）图解

这个图解是利克（1964）在研究斜长角闪岩的原岩性质时，在（*al-alk*）－ *c*图解和*c*—*mg*图解的基础上提出来的，实际上是将两个图解合并为一个图解，以提高其判别效果。图解为1个等边三角形，三角形的3个顶点分别为尼格里值100*mg*、*c*和*al-alk*（图1.5）。由于*mg*值一般为小数，因此需要首先将计算出来的*mg*乘以100，再将三者换算成100%，然后进行投点。图解上除标出了典型的泥质岩和半泥质岩（杂砂岩）以及白云岩的位置外，还表示了白云岩—泥质岩之间和泥质岩—石灰岩之间的趋势线，以及卡鲁粗玄岩的趋势线，两种趋势线在图解中部相交。只有泥质岩—杂砂岩的分布可以指向*al-alk*角。因为该图解实际上是1个等边三角形的一部分，每边长度只有整个三角形的75%，所以石

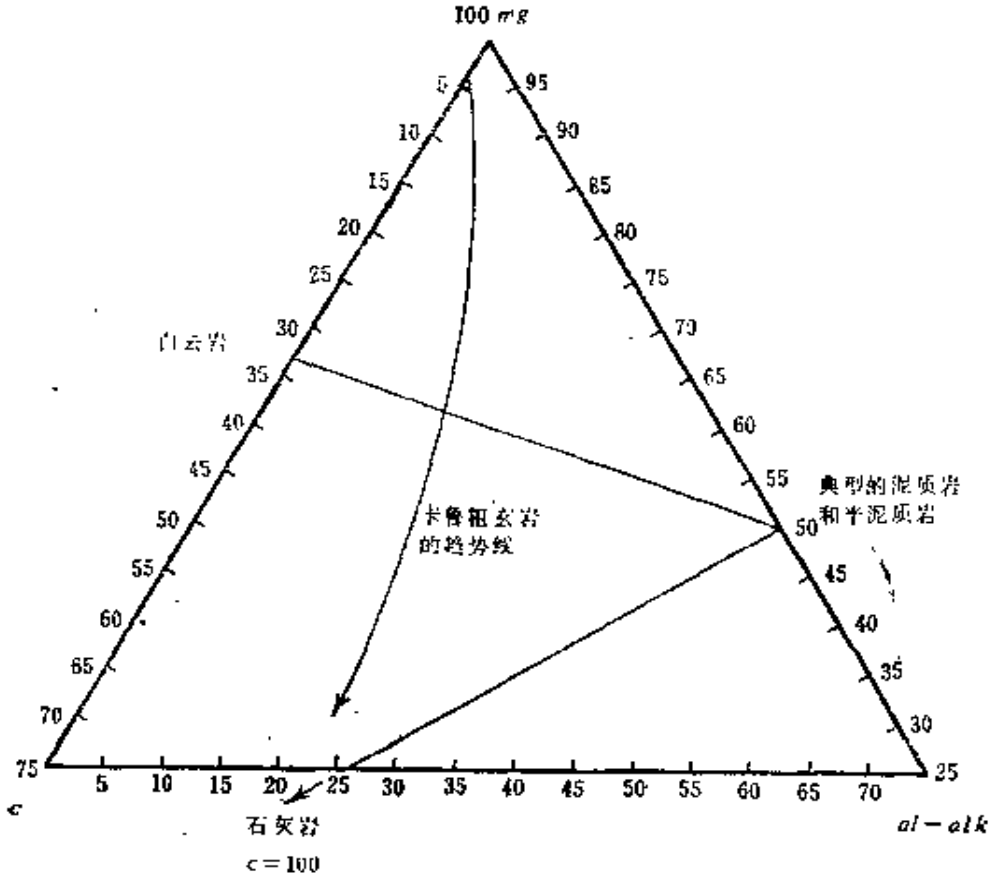


图 1.5　100*mg*—*c*—（*al-alk*）图解
（据利克，1964）

灰岩和酸性火成岩等的投点将分布在三角形的外面。

该图解除具有（*al-alk*）—*c*图解和*c*—*mg*图解的优点之外，主要是能使同一成因的变质岩系在图解上的投点比较集中，使得火成岩、沉积岩或火山沉积岩的变化趋势更加明显。缺点是由于在图解中部存在变质沉积岩和变质火成岩的重叠区，因此需要有较多的样品分析结果，才能根据投点的分布趋势判别其原岩性质。

（六）Si—mg图解

这个图解是范德坎普和比克豪斯(G.P.Beakhouse,1979)在研究加拿大安大略省西北部英吉利河片麻岩带帕克沃什湖地区副片麻岩的成因时提出来的。图解以尼格里值中的*Si*和*mg*为纵横座标，并根据已有资料划出了火成岩区和沉积岩区之间的近似界线，沉积岩区包括杂砂岩、石英岩和长石砂岩，还划出了火成岩、沉

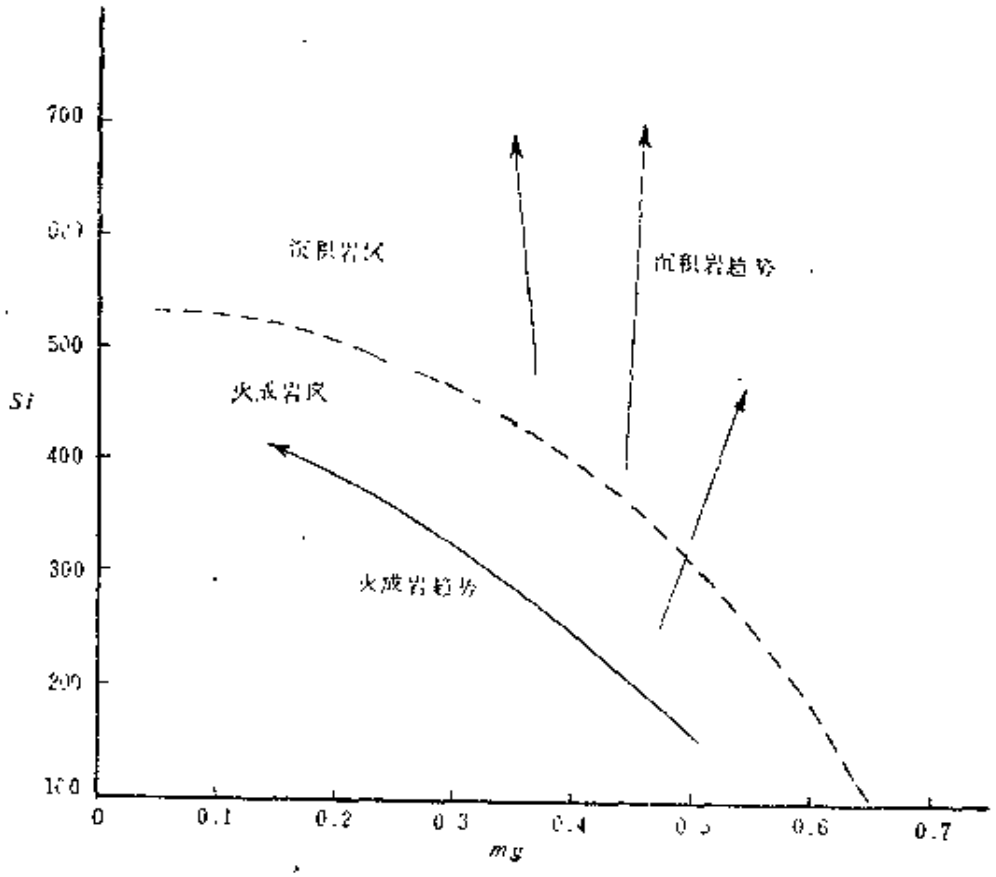


图 1.6 *Si*—*mg*图解
（据范德坎普和比克豪斯，1979）

积岩和火山沉积岩的变化趋势线（图1.6）。图解表明由风化作用形成的碎屑沉积岩比火成岩具有较高的Si值，而且Si值将随着岩石成熟度的增高而增加。火成岩则具有较低的Si值，而mg值从大到小的变化和岩浆从基性到酸性的分异作用有密切关系。

该图解的主要优点是使用比较方便，能大致区分变质沉积岩和变质火成岩。缺点是不能进一步区别不同类型的沉积岩和火成岩，而且不适用于含钙镁质较多的沉积岩。同时根据对该区副片麻岩的研究结果表明，原岩为火山碎屑岩的副变质岩也可能分布在火成岩区。

（七）A—C—FM图解

该图解是谢缅年科（Н.Л.Семенко，1966)提出来的。原来的目的主要是用于变质岩的化学成分分类，以后则被广泛应用于变质岩原岩成分的研究。他认为在变质作用过程中H_2O、CO_2、K_2O和Na_2O都属于活动组份，它们的含量在变质作用中容易发生变化，因此，为了表示变质岩的化学特征和进行分类，作者选择的主要造岩组份中排除了这几种氧化物。为了表示各种主要造岩组份之间的比例关系，作者提出了A、C、F、M4个系数，它们的计算公式如下：

$$A(\text{铝质系数}) = \frac{Al_2O_3}{\Sigma} \times 100$$

$$C\ (\text{钙质系数}) = \frac{CaO}{\Sigma} \times 100$$

$$F\ (\text{铁质系数}) = \frac{FeO^{①} + 2Fe_2O_3}{\Sigma} \times 100$$

$$M\ (\text{镁质系数}) = \frac{MgO}{\Sigma} \times 100$$

式中$\Sigma = Al_2O_3 + CaO + FeO + 2Fe_2O_3 + MgO$，$A + C +$

---

①原文为$2(FeO + Fe_2O_3)$现改为$FeO + 2Fe_2O_3$——编者。

T + M = 100。各种氧化物均以分子数进行计算，因此首先需要将各种氧化物的重量百分数换算成分子数，并乘以1000。

图解以A、C、FM作为等边三角形的3个顶点（图1.7）。根据224个成因类型明确的变质岩岩石化学分析资料的计算结果，将变质岩的原岩类型划分为11个组和亚组。编者根据对谢缅年科(1966)有关资料的分析研究，认为其中Ⅰ亚组主要为富铝的粘土岩及酸性火山岩；Ⅱ亚组主要为粘土岩及亚杂砂岩；Ⅲ亚组主要为中性及碱性火山岩和杂砂岩；Ⅳ亚组主要为长石砂岩；Ⅴ亚组主要为凝灰质粉砂岩；Ⅵ亚组主要为硅铁质沉积岩；Ⅶ组和Ⅷ组主要为超基性岩；Ⅸ组主要为基性火山岩及铁质白云质泥灰岩，Ⅹ亚组主要为钙质碳酸盐岩；Ⅺ亚组主要为钙硅酸盐岩及石英岩。各组和亚组在图解上的位置及范围不同，但是Ⅱ亚组与Ⅲ亚组有

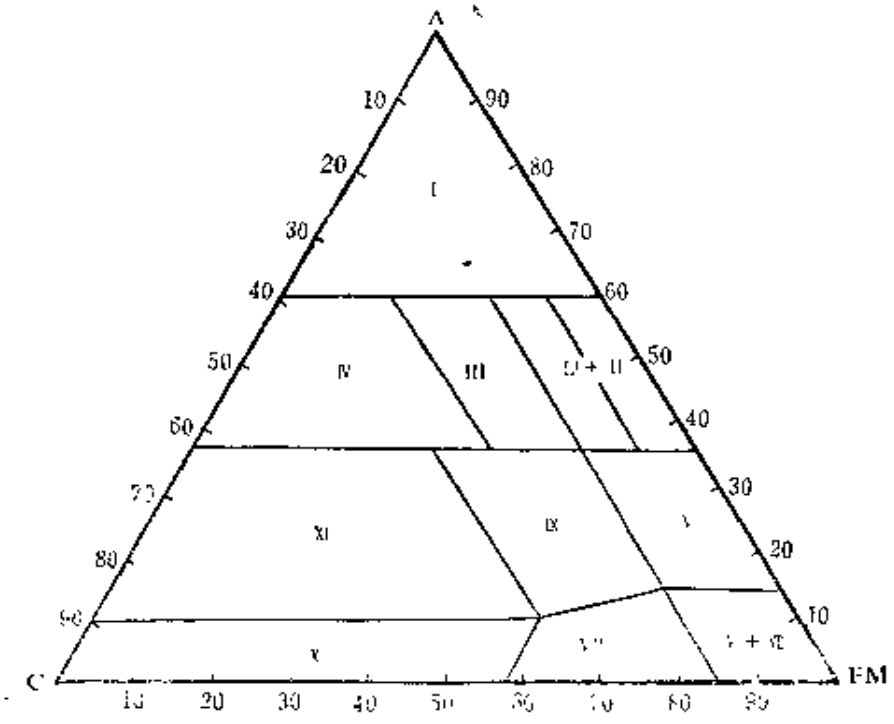


图 1.7　A—C—FM图解
（据谢缅年科，1963）

Ⅰ—正铝硅酸盐岩亚组；Ⅱ—铁铝硅酸盐岩亚组；Ⅲ—正系列碱土铝硅酸盐岩亚组；Ⅳ—钙铝硅酸盐岩亚组；Ⅴ—铝铁铁硅酸盐岩亚组；Ⅵ—铁硅酸盐岩亚组；Ⅶ—正系列铁质超基性岩组；Ⅷ—正系列碱土铝质超基性岩组；Ⅸ—正系列碱土铝基性岩组；Ⅹ—碱土钙系列钙质碳酸盐岩亚组；Ⅺ—碱土钙系列钙硅质亚组

部分重叠，Ⅵ亚组与Ⅶ亚组则完全重叠。

该图解的优点是能区分较多的原岩类型，包括各种沉积岩和火成岩，因为在选择的组份中没有利用活动性较大的K_2O和Na_2O，因此计算结果不易受交代作用的影响。缺点是由于在4个系数的计算中没有考虑SiO_2的含量，因此使酸性火山岩与富铝粘土岩、中性及碱性火山岩与杂砂岩、硅铁质沉积岩与超基性岩、石英岩与钙硅酸盐岩投在同一个区内。为此需要进一步根据岩石化学特征的对比（如SiO_2、K_2O、Na_2O的含量）或其他方法才能加以区分。另外由于岩石组和亚组的划分及命名与一般的分类及命名不一致，以往在具体使用中遇到了一定的困难。为此，编者根据对有关资料的分析的研究，提出了各组和亚组的具体原岩类型，以供使用该图解时参考。

（八）ACF和A′KF图解

这个图解是温克勒（H.G.F.Winkler，1970）在研究不同变质条件下各种变质岩的原岩类型和变质矿物共生组合之间的关系时提出来的。他以常用的表示变质相中变质矿物共生的ACF和A′KF图解为基础，并利用了诺科尔兹(S.R.Nokolds,1954)、罗诺夫和克莱布尼科娃(A.B.Ronov及Z.V.Khlebnikova,1957)的大量岩石化学分析资料，根据各种未变质的火成岩和沉积岩在两个图解上的投点分别圈出了不同类型岩石的大致分布范围（图1.8）。由于粘土和页岩的K值变化较大，在A′KF图解上的投点范围也较大，可投在杂砂岩区。碳酸盐岩的投点将分布在靠近C角的位置。

在利用岩石的化学分析结果投点时，首先需要将岩石中Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO、MnO、CaO、Na_2O和K_2O的重量百分数换算成相应的分子数并乘以1000，然后按公式进行计算。ACF图解中的$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$，$C = CaO$，$F = FeO + MgO + MnO$，$A + C + F = 100$；A′KF图解中的$A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$，$K = K_2O$，$F = FeO$

$+MgO+MnO$，$A'+K+F=100$。最后根据计算的结果分别进行投点。

这两个图解在国内外已被广泛应用于变质岩原岩类型的研究，它们的主要优点是能大致划分几种主要的火成岩和沉积岩，并能和变质矿物共生组合进行对比研究。缺点是图解中标出的岩石类型不完全，由于没有考虑不同类型岩石在SiO_2含量上的差别，因此部分粘土岩与杂砂岩、中酸性火成岩在图解的中部重叠而不易区分。

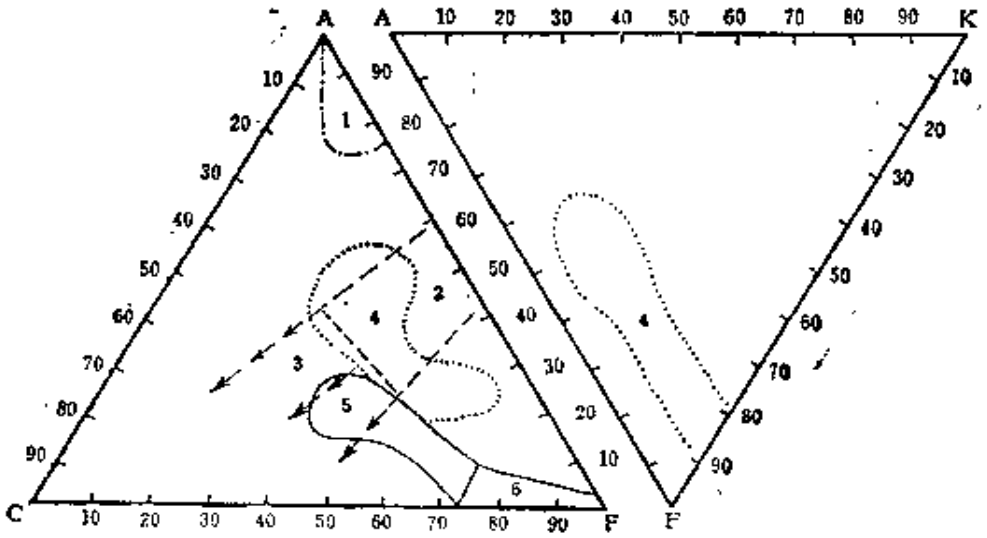


图 1.8 ACF和A′KF图解
（据温克勒，1976）

1—富铝粘土和页岩；2—粘土和页岩（含碳酸盐0—35%）（断线之内）；3—泥灰岩（含碳酸盐35—65%）（箭头线之间）；4—杂砂岩（点线之内）；5—玄武质岩和安山质岩（实线之内）；6—超镁铁质岩

（九）KAF图解

这个图解是普列多夫斯基（А.А.Предовский，1970）研究早前寒武纪沉积岩成因和火山岩成因的变质岩原岩类型时提出来的，主要目的是为了识别变质硅酸盐沉积岩和变质火山沉积岩的原始特征。该图解是用K、A、F3个岩石化学参数所作的双直角座标图（图1.9）。K、A、F的计算公式为：

$$K = K_2O - Na_2O;$$

$$A = Al_2O_3 - (CaO' + K_2O + Na_2O);$$

$$F = (FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2。$$

其中$CaO' = CaO - CO_2$，各种氧化物均以分子数进行计算。

3个岩石化学参数反映了硅酸盐岩石在风化作用、沉积分异作用和岩浆作用中各种主要造岩元素之间的相互关系和变化规律。其中的K表示钾相对于钠的堆积情况，A表示在长石中未化合的氧化铝堆积在泥质产物中的情况，F表示氧化硅与铁镁组份分离的情况，这即是提出3个岩石化学参数的理论依据。

在计算K、A、F的数值时，首先需要将岩石中Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O和CO_2的重量百分数换算成分子数，并乘以1000，然后按上述公式进行计算。每1个岩石样品在图解左边的KF区和右边的AF区各有1个投点。图解大约根据5000个火成岩的化学分析资料划分了5个火成岩区，同时根据大约4000个未变质和浅变质的岩石化学分析资料划分了不同类型的沉积岩区和火山沉积岩区。在后者中首先划分为粒状沉积岩和混合沉积岩（Ⅰ区）、泥质岩（Ⅱ区）和化学成因的硅质岩（Ⅲ区）三大类，对前两类又作了进一步的划分。图解右边的AF区为主要的基础图，左边的KF区为起辅助和检查作用的参考图。

从图解上可以看出，在图解左边的KF区内不同成因类型的岩石彼此重叠较多，它只能在某些情况下应用于区分正变质岩或副变质岩。但在图解右边的AF区内除部分Ⅱ区与Ⅰ区及部分中酸性火成岩与Ⅰ区有所重叠外，不同成因类型的岩石之间能彼此分开，超基性—中基性火成岩均分布在沉积岩区之外，同时能对各种碎屑沉积岩和泥质岩进行较详细的划分。

该图解的主要优点是对变质的火成岩、火山沉积岩和沉积岩进行了比较详细的划分，尤其是对变质粘土岩的原岩类型进行了具体划分。因为该图解是根据大量的实际资料进行划分的，图解中各种岩石类型之间的界限具有较高的准确性。缺点是图解上的中酸性火成岩与碎屑沉积岩有部分重叠。由于岩石化学参数A中

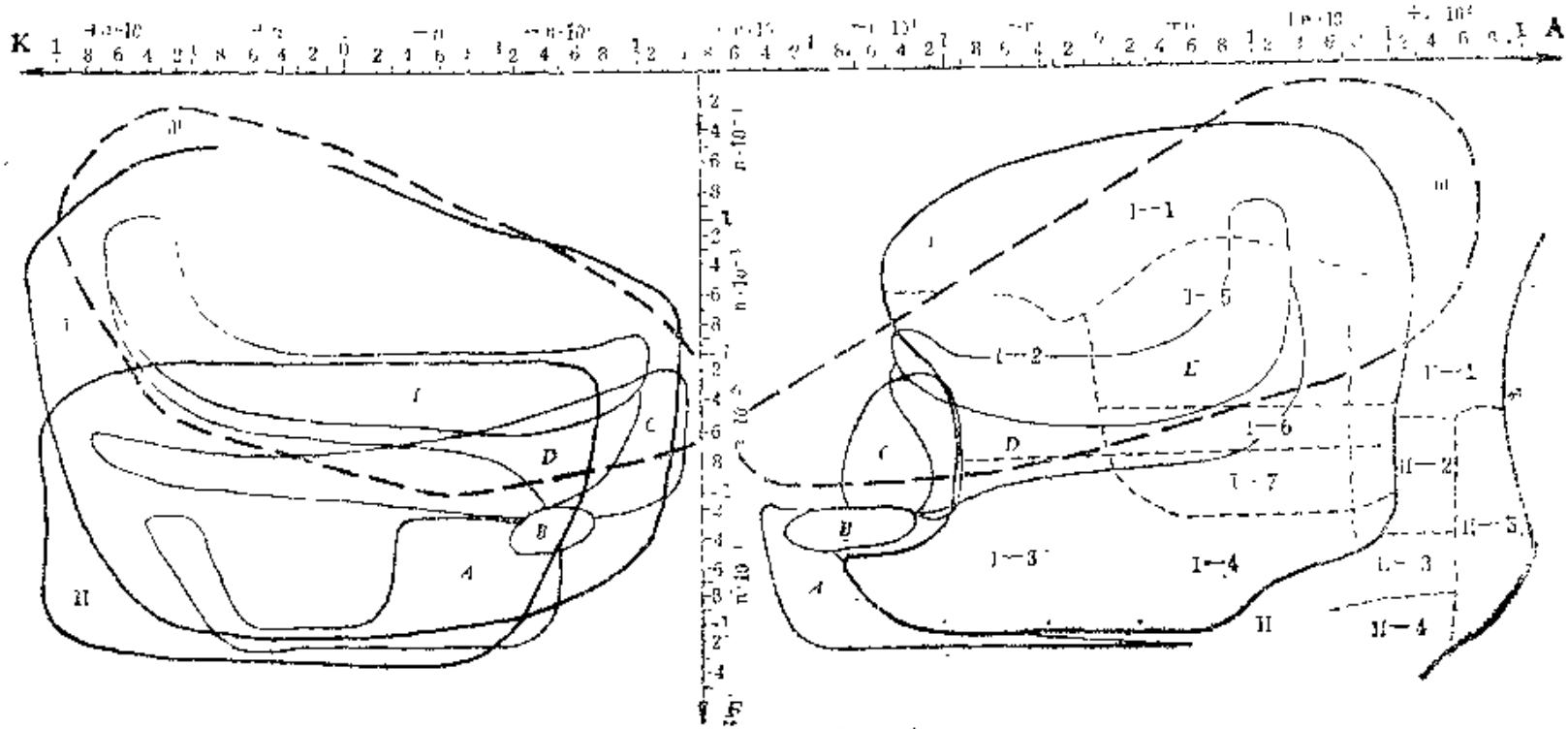


图 1.9 KAF图解

（引自戈多夫斯基，1970）

分区：Ⅰ—层状的和混合的沉积岩（Ⅰ—1石灰岩；Ⅰ—2含酸性和中性物质的沉凝灰岩；Ⅰ—3含基性和超基性物质的沉凝灰岩；Ⅰ—4强烈风化的火性和沉积性岩的混合物；Ⅰ—5长石绿云石英岩和长石砂岩；Ⅰ—6复矿物砂岩；Ⅰ—7杂砂岩）；Ⅱ—黏质岩（Ⅱ—1高岭石粘土；Ⅱ—2水云母粘土；Ⅱ—3蒙脱石粘土；Ⅱ—4红石粘土；Ⅱ—5铝土矿粘土）；Ⅲ—化学成因的硅质岩。*A*—超基性岩；*B*—基性岩；*C*—正长岩及其喷出岩；*D*—闪长岩、斜长花岗岩及其喷出岩（英安岩）；*E*—花岗岩及其喷出岩

减去了组成碳酸盐的CaO，因此该图解不适用于含碳酸盐较多的岩石。图解也不适用于有明显交代作用的岩石。

二、利用造岩元素含量及比例关系的图解

（一）多莫拉茨基图解

这一组图解是多莫拉茨基（Н.А.Доморацкий，1964）为查明变质岩的原岩性质时提出来的。根据柯尔任斯基(Д.С.Коржинский,1948)提出的在岩浆作用和变质作用过程中组份分异活动的理论，变质作用中的组份可分为惰性组份和完全活动组份。作者在利用变质岩的化学成分确定其原岩性质时，仅考虑惰性组份的含量及比例关系，而不考虑完全活动组份，同时根据柯尔任斯基（1948）提出的高温和中温变质作用中组份的活动系列，将变质作用分为五种类型，它们的惰性组份分别为：（1）SiO_2、Al_2O_3；（2）CaO、SiO_2、Al_2O_3；（3）FeO、$Fe_2O_3$❶、CaO、SiO_2、Al_2O_3；（4）MgO、FeO、$Fe_2O_3$❶、CaO、SiO_2、Al_2O_3；（5）K_2O、Na_2O、MgO、FeO、$Fe_2O_3$❶、CaO、SiO_2、Al_2O_3。相当这五种变质作用类型，原作者共提出了五个岩石化学图解，其中第一个图解的惰性组份太少，且过於简单，实用意义不大，因此，在研究变质岩的原岩性质时，一般主要用后四种图解（图1.10a、图1.10b、图1.10c、图1.10d）。每个图解中惰性组份的重量百分数的总和应为100%。因此，首先必需将每个图解中相应的惰性组份（包括图上未标出的惰性组份，如对图1.10b中的SiO_2、图1.10c和图1.10d中的$SiO_2+Al_2O_3$）的重量百分数重新进行计算，使它们的总和分别为100%，然后根据计算结果和每个图解上所标的惰性组份的相对重量百分数分别进行投点。每个图解均为双直角座标图，每1个岩石样品在图解的两边各

❶原文无Fe_2O_3，此处系编著者所加

有1个投点，在四个图解上共有8个投点。

原作者根据大约500个已知的各种岩浆岩和沉积岩的化学分析资料，在4个图解上的投点，分别划出了岩浆岩区、沉积岩区和不确定区。在岩浆岩区又划分为超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩和碱性岩亚区，但是区或亚区之间的界线均具有一定的假定性。不确定区是指落入该区内的投点可以是岩浆岩，也可以是沉积岩，它主要重叠在酸性岩、碱性岩、部分中基性岩及少部分超基性岩之上。

应用该图解确定变质岩原岩性质的程序如下：

（1）确定变质作用过程中各种组份的活动性质，区分惰性

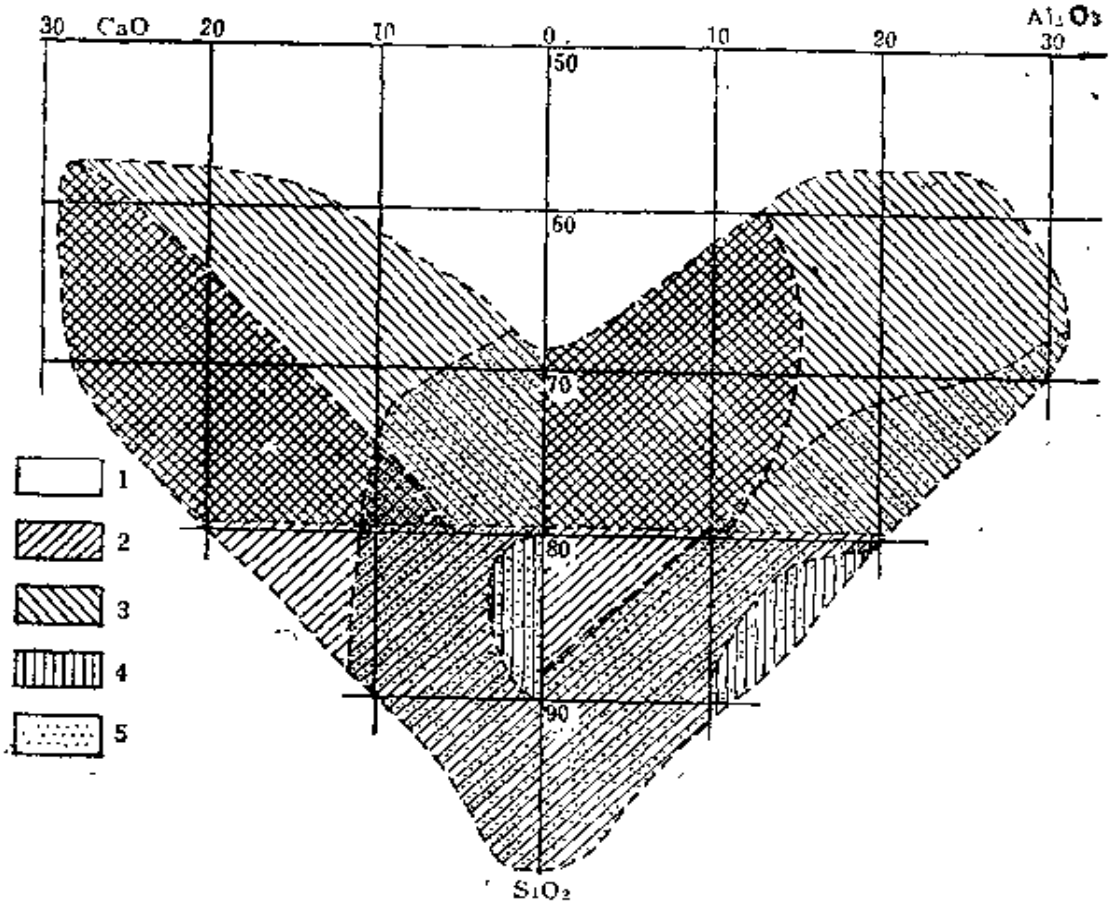


图 1.10a $CaO:Al_2O_3:SiO_2$图解

（据多莫拉茨基，1964）

1—沉积岩区；2—超基性岩亚区；3—基性、中性及碱性岩亚区；4—酸性岩亚区；5—不确定区

组份和完全活动组份；

（2）对所属某一种变质作用类型及其它三种类型中惰性组份的相对含量进行重新计算，使其总和为100%；

（3）根据计算结果，在相当的某一个图解及其他3个图解上进行投点，然后根据下述四种情况进行判断：

①在几个图解上，投点均落在岩浆岩区，或者落在岩浆岩区和不确定区，则该变质岩的原岩为岩浆岩；

②在所有的图解上，投点均落在沉积岩区，其原岩为沉积岩；

③在几个图解上，投点分别落在沉积岩区或不确定区和沉积岩区，其原岩为沉积岩；

④在所有的图解上，投点均落在不确定区，则利用这组图解

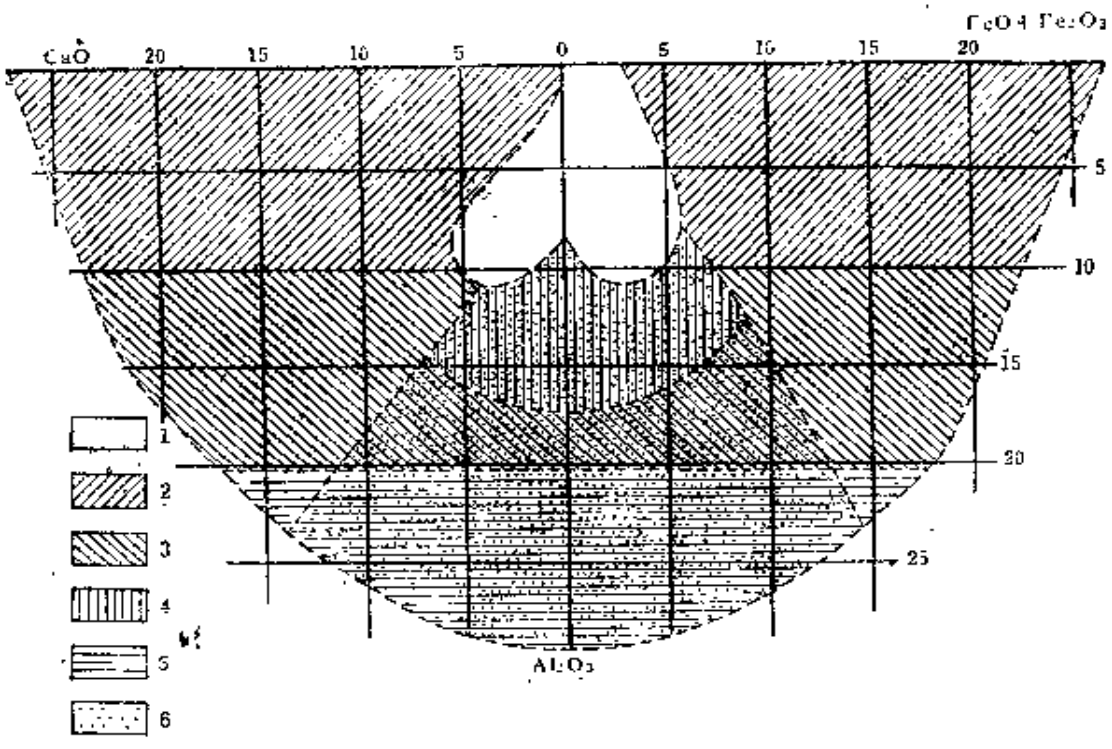


图 1.10b $CaO:(FeO+Fe_2O_3):Al_2O:SiO_2$图解

（据多莫拉茨基，1961）

1—沉积岩区；2—超基性岩亚区；3—基性、中性及碱性岩亚区；4—酸性岩亚区；5—碱性岩亚区；6—不确定区

不能确定该变质岩的原岩性质。

该图解的优点是考虑了不同变质作用条件下各种组份的活动性质，可根据惰性组份的不同情况选用不同的图解。例如，当K_2O和Na_2O处于活动状态时，可以使用除图1.10d以外的其它三个图解。因此，它能适用于某些非等化学的变质作用和超变质作用。该图解除主要用于区分正变质岩和副变质岩外，还可以区分几种主要的岩浆岩类型。缺点是在有的图解上由于不确定区较大，降低了该图解的分辨率，对变质沉积岩不能作岩石类型的划分。有时对于由中酸性岩及碱性岩形成的变质岩和成分相当的变质沉积岩也不易区分。

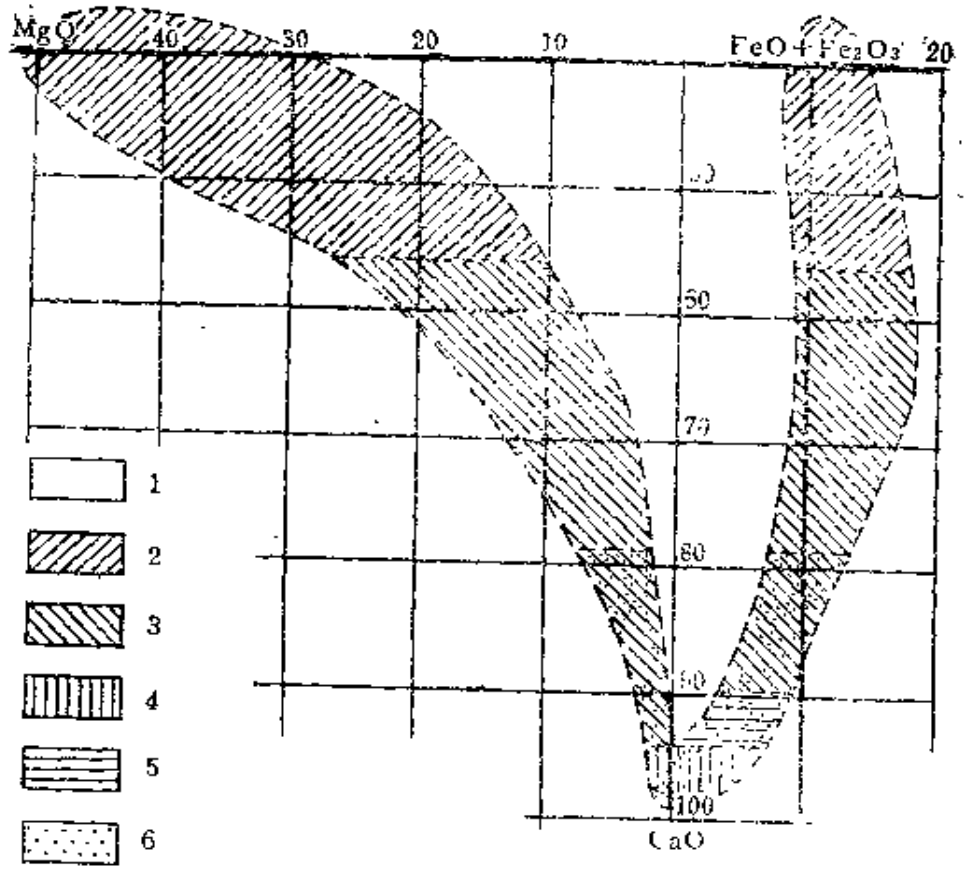


图 1.10c $MgO:(FeO+Fe_2O_3):CaO:(SiO_2+Al_2O_3)$ 图解

（据多莫拉茨基，1964）

1—沉积岩区；2—超基性岩亚区；3—基性、中性及碱性岩亚区；4—酸性岩亚区；5—碱性岩亚区；6—不确定区

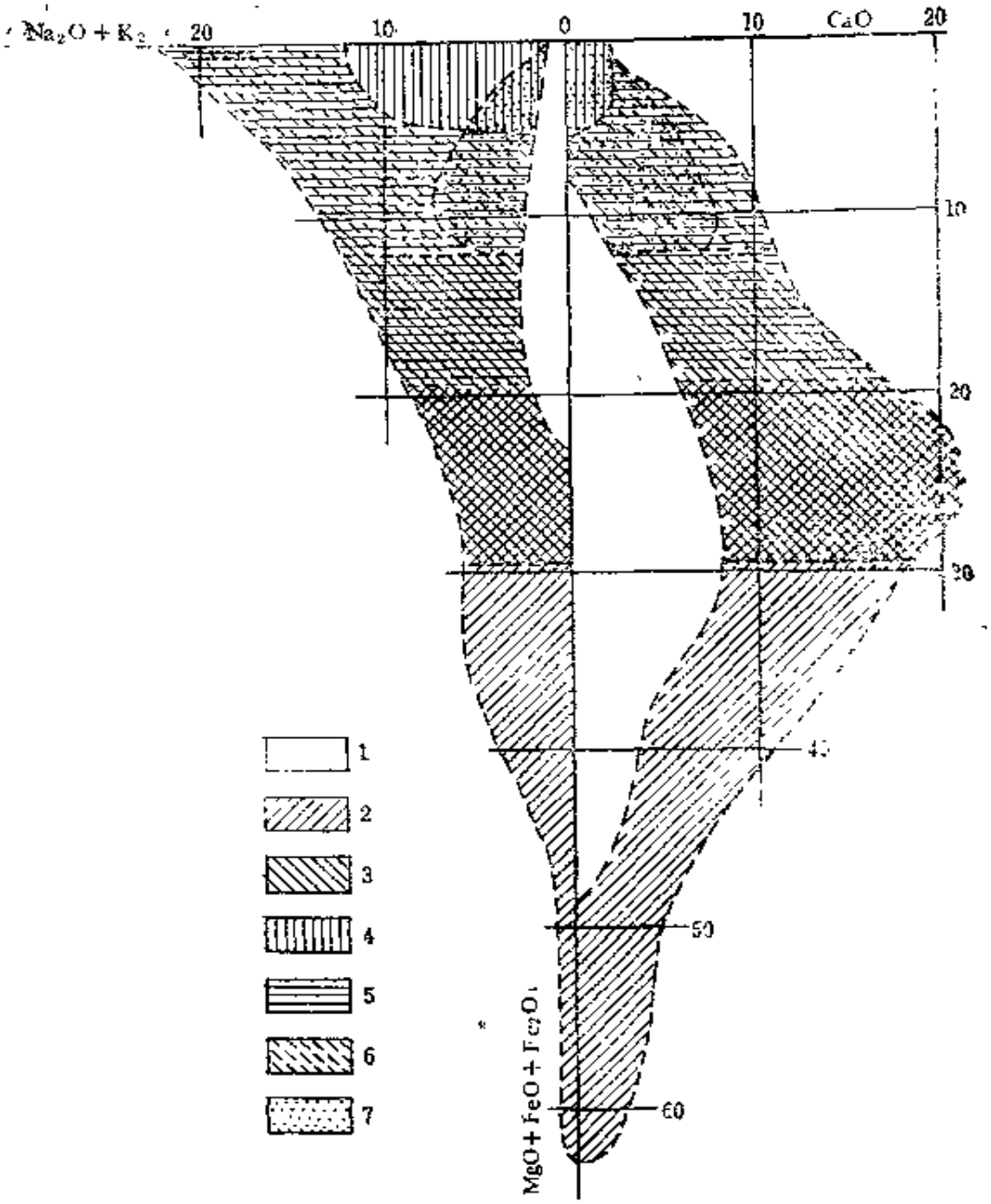


图 1.10d (Na_2O+K_2O) :CaO: $(MgO+FeO+Fe_2O_3)$.
$(SiO_2+Al_2O_3)$ 图解

(据多莫拉茨基，1964)

1—沉积岩区；2—超基性岩亚区；3—基性岩亚区；4—酸性岩亚区；5—碱性岩亚区；6—中性岩亚区；7—不确定区

(二) (Al/3－K) — (Al/3－Na) 图解

这个图解是罗谢 (H. de la Roche，1968) 应用火山岩建造

和沉积岩建造的地球化学差别研究变质岩和深成岩的成因问题时提出来的。有的称为Al、Na、K图解。图解以Al/3—K和Al/3—Na为纵横座标，两者都有正负之分（图1.11）。图解中所用的Al、K、Na均为原子数，因此首先需要将岩石中Al_2O_3、K_2O和Na_2O的重量百分数换算成Al、K和Na的原子数并乘以1000，分别计算出它们的Al/3－K值和Al/3－Na值，然后投在图解上进行鉴别。图解中大致根据K和Na的相对含量大小分出了沉积岩区和火成岩区。图解右面的扇形部分为沉积岩区，Al/3－Na为正值，主要是K＞Na，部分为Na＞K，在沉积岩区内又标出了页岩、长石砂岩、石灰岩、石英岩、砂岩的大致位置，但后三种岩石类型的分布位置十分相近。图解的左面为火山岩区，Al/3－Na为负值，一般是Na＞K，在火山岩区内又标出了不同性质火山岩的大致位置，并划分了不同成因类型火山岩的分布范围及变化趋势。

该图解的主要优点是所用的元素不多，计算和作图都比较方

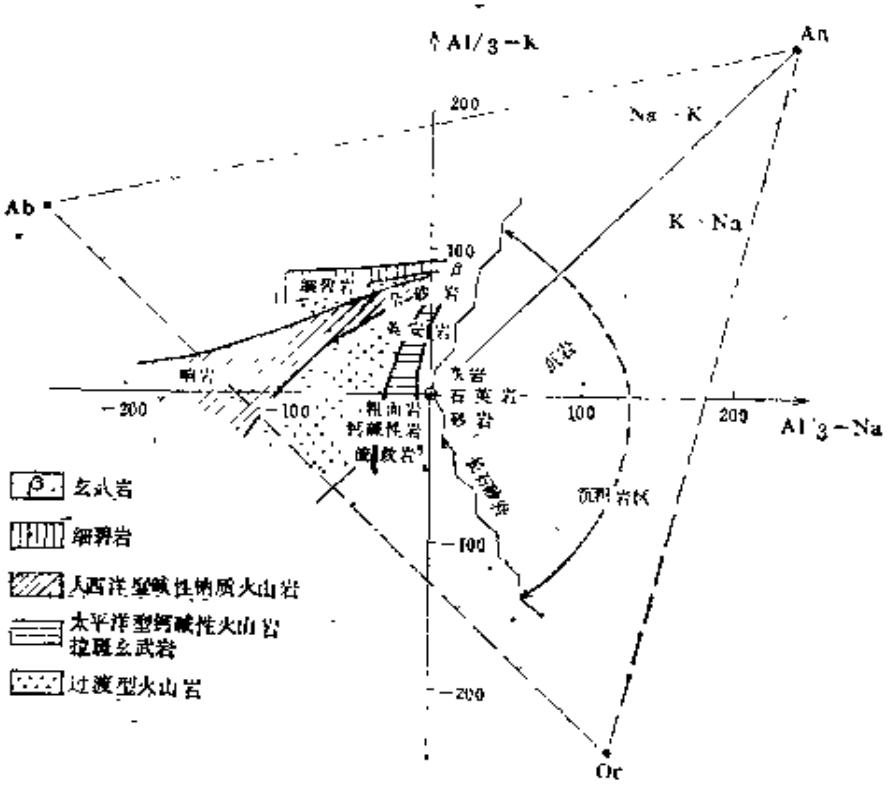


图 1.11　(Al/3－K) — (Al/3－Na) 图解

（据罗谢，1968）

便。研究结果表明，对区分一般的变质火山岩和变质沉积岩效果较好，但在图解的中上部不同成因类型的基性火山岩和杂砂岩有部分重叠而不易区分。图解左面划分的不同成因类型火山岩的分布区较窄，投点时的误差较大，有时投在分布区的外面。

(三) [(Al + Fe + Ti)/3 − K]—[(Al + Fe + Ti)/3 − Na]图解

这个图解是莫伊纳（B. Moine和罗谢（1968））在应用岩石的化学成分研究斜长角闪岩的成因时提出来的，主要目的是为了区分变质杂砂岩和变质基性火山岩。图解以(Al + Fe + Ti)/3 − K和(Al + Fe + Ti)/3 − Na为纵横座标，两者都有正负之分（图1.12）。图解中所用的Al、Fe、Ti、K、Na均为原子数，其中的Fe包括了Fe_2O_3和FeO中的Fe。因此首先要将岩石中Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、TiO_2、K_2O和Na_2O的重量百分数换算成Al、Fe、Ti、K和Na的原子数并乘以1000，分别计算出它们的(Al + Fe + Ti)/3 − K值和(Al + Fe + Ti)/3 − Na值，然后投在图解上进行鉴别。该图解和(Al/3 − K) - (Al/3 − Na)图解有所不同，它考虑了Fe和Ti的作用。图解中以K和Na的相对含量大

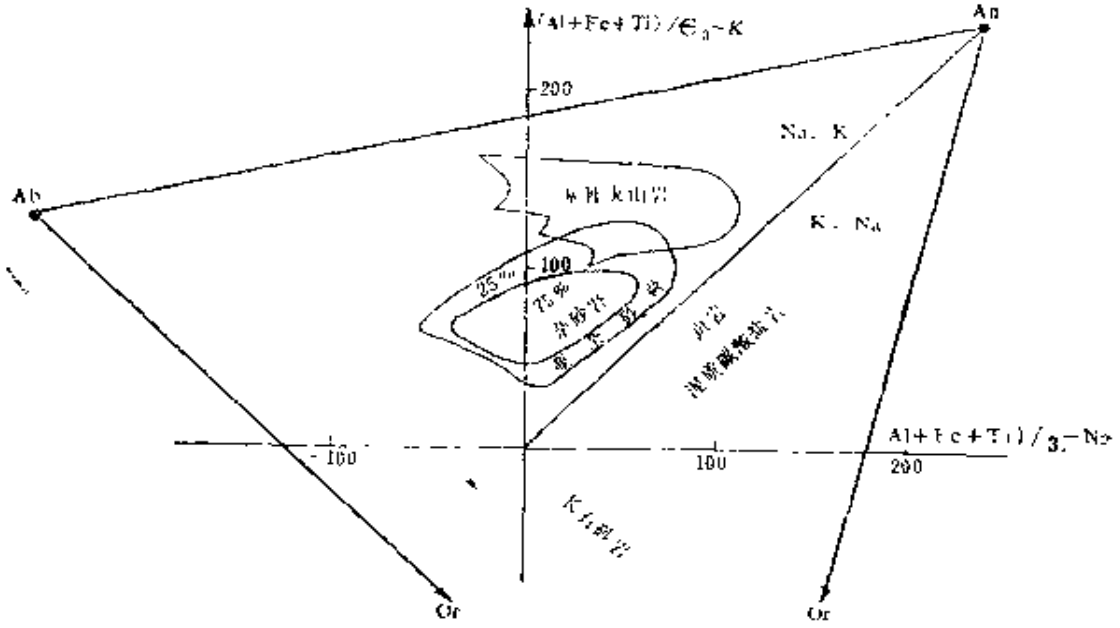


图 1.12 [(Al + Fe + Ti)/3 − K]—[(Al + Fe + Ti)/3 − Na]图解
（据莫伊纳和罗谢，1968简化）

小划分为两个部分，图解右下部为沉积岩区、特点是K＞Na，在沉积岩区内大致标出了页岩和泥质碳酸盐岩，长石砂岩的分布位置。图解左上部主要标出了基性火山岩区和杂砂岩区，它们的分布范围明显不同，二者之间只有很少部分的重叠区。

该图解的主要优点是能区别由基性火山岩或杂砂岩变成的斜长角闪岩，同时能区分几种不同原岩类型的变质沉积岩。但不适用于变质中酸性火山岩，它们在图解上的部分投点可能落在变质杂砂岩区。

（四） （Al＋Fe＋Ti）—（Ca＋Mg）图解

这个图解是莫伊纳和罗谢(1968)在应用岩石的化学成分研究斜长角闪岩的成因时提出来的，主要目的是为了区分变质的杂砂岩、碳酸盐质杂砂岩和基性火山岩。图解以Al＋Fe＋Ti和Ca＋Mg为纵横座标（图1.13），所用的Al、Fe、Ti、Ca和Mg均为原

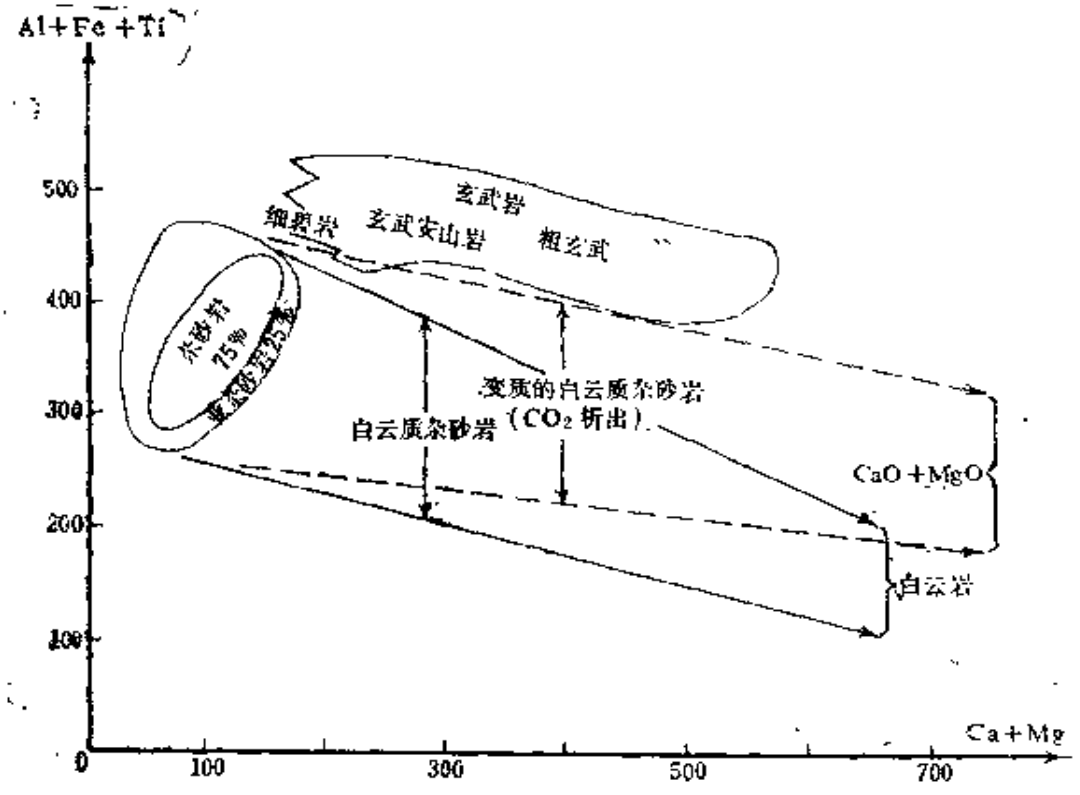


图 1.13 （Al＋Fe＋Ti）—（Ca＋Mg）图解

（据莫伊纳和罗谢，1968）

子数，其中的Fe包括了Fe_2O_3和FeO中的Fe，因此首先需要将岩石中Ae_2O_3、Fe_2O_3、FeO、TiO_2、CaO和MgO的重量百分数换算成Al、Fe、Ti、Ca和Mg的原子数并乘以1000。图解中根据Al + Fe + Ti值和Ca + Mg值的不同划分出基性火山岩区，杂砂岩区和白云质杂砂岩区，在基性火山岩区内还标出了不同性质火山岩的大致位置。从图解上可以看出变质的白云质杂砂岩，由于变质作用过程中CO_2的析出，使其成分更接近于基性火山岩。

该图解的主要优点是应用了活动性较小的造岩元素，因此不易受交代作用的影响。它主要适用于正副斜长角闪岩的鉴别。缺点是图解上划分的原岩类型较少，适用范围比较有限。

（五）（Al + ΣFe + Ti）—（Ca + Mg）图解

这个图解是克列麦涅茨基(А·А·Кременецкий，1979)在研究前寒武纪斜长角闪岩的成因及其识别标志时提出来的。他认为不同成分的岩石遭受区域变质作用后，在原有矿物组合被新矿物组合代替的同时，只有完全活动组份H_2O、CO_2、K_2O、Na_2O的含量发生变化，而惰性组份的含量基本不变。因此，他提出了以惰性组份Al + ΣFe + Ti和Ca + Mg的原子数乘以1000为纵横座标的图解，其中ΣFe包括Fe_2O_3和FeO中的Fe原子数，并根据大量的岩石化学资料在图解上划出了不同的岩石区（图1.14a）。

在该图解上标有斜长角闪岩的主要共生矿物普通角闪石、斜长石和石榴石的大致位置及成分变化范围。根据800多个火成岩和沉积岩的化学分析资料共划分出六个岩石区。在三种矿物相连的折线区内（包括I—Ⅳ区）为各种类型斜长角闪岩的分布区，其中正斜长角闪岩分布在I和II区，并向石榴石一侧移动，原岩是辉长岩—玄武岩及部分闪长岩系列的火成岩。副斜长角闪岩分布在Ⅲ和Ⅳ区，并向图的右下角移动，原岩主要是基性火山杂砂岩，含有粘土质或碳酸盐成分的沉凝灰岩和凝灰岩。折线区以外Ⅴ和Ⅵ区内的岩石不属于斜长角闪岩的原岩。

该图解与巴拉绍夫等人(Ю.А.Балашов等，1972)在“识别前寒武纪斜长角闪岩性质的地球化学原则”一文中提出的图解基本类似。主要差别是在巴拉绍夫等人的图解中划分有超基性岩区（位于普通角闪石线的右侧），其它各区在图解上的分布范围差别不大，但各区所指的原岩类型有时不完全相同（图1.14b）。作者使用该图解，并配合其它方法，研究了贝辰加构造西南缘斜长角闪岩的性质，取得了比较满意的结果。

该图解的主要优点是强调了原岩类型中火山沉积岩在图解上的地位，并不易受交代作用的影响。它主要用于恢复斜长角闪岩的原岩类型，有效区是折线内的Ⅰ—Ⅳ区。缺点是在同一个岩石区内有时包括了几种不同的岩石类型（如Ⅲ区和Ⅴ区），需要结合其它方面的特点才能加以区分。

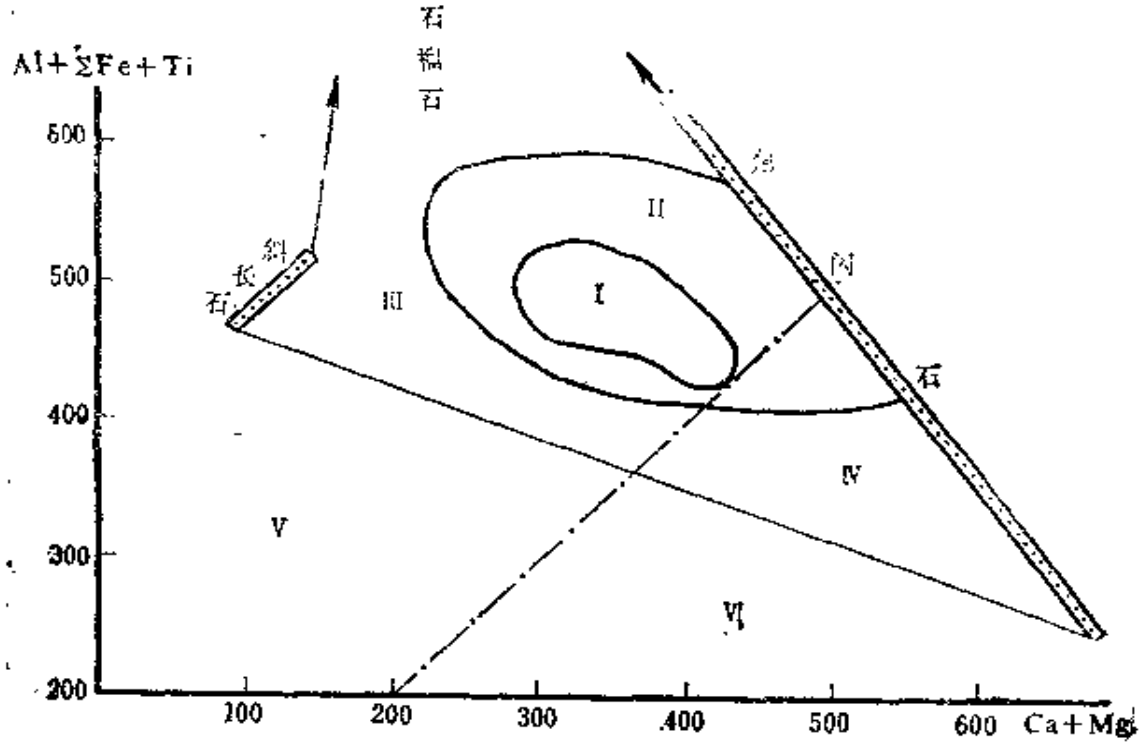


图 1.14a (Al + ΣFe + Ti)— (Ca + Mg) 图解

(据克列麦涅茨基，1979)

Ⅰ—基性火成岩区；Ⅱ—基性火成岩及其变种区；Ⅲ—中性火成岩、基性火山杂砂岩和含有粘土质的沉凝灰岩和凝灰岩区；Ⅳ—含有碳酸盐物质的沉凝灰岩和凝灰岩区；Ⅴ—粘土、泥岩、粉砂岩、长石砂岩和泥灰质砂岩区；Ⅵ—粘土质、白云质和钙质泥灰岩区

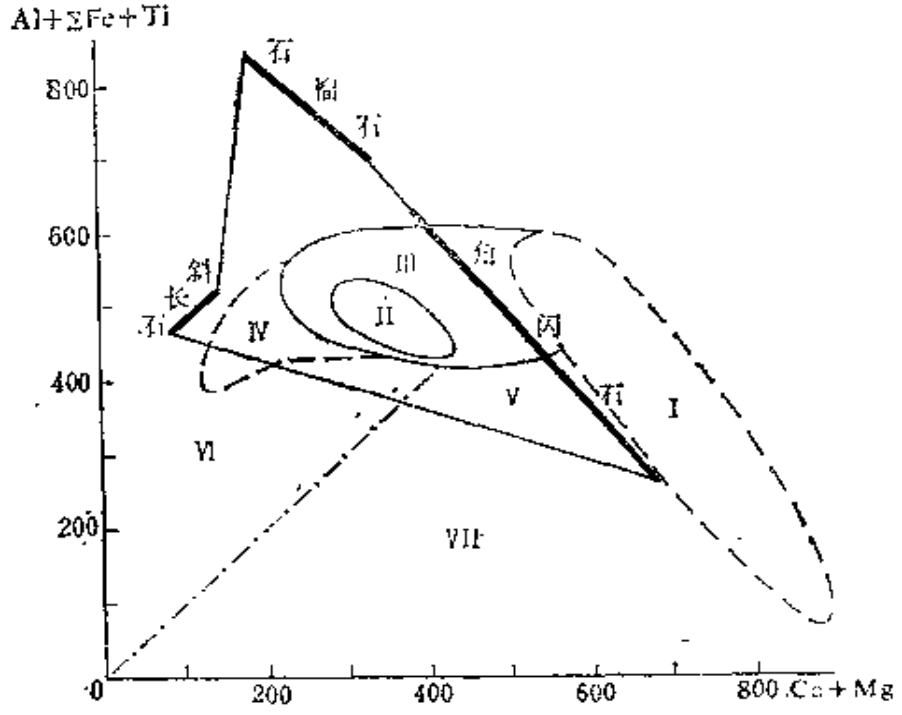


图 1.14b (Al + Fe + Ti) — (Ca + Mg) 图解

(据巴拉绍夫等，1972)

Ⅰ—超基性岩区；Ⅱ—基性岩的最大集中区；Ⅲ—基性岩及其变种区；Ⅳ—中性火成岩及砂泥质杂砂岩和泥质凝灰岩区；Ⅴ—凝灰质砂岩、基性单矿物砂岩及复矿物砂岩（基性成分杂砂岩）及钙质凝灰岩区；Ⅵ—粘土、泥岩、粉砂岩、长石砂岩和泥灰质砂岩区；Ⅶ—粘土质、白云质和钙质泥灰岩区

（六）Al_2O_3—（K_2O+Na_2O）图解

该图解是普列多夫斯基（1980）提出来的。主要目的是为了区分变质碎屑沉积岩（包括亚杂砂岩和长石砂岩）与成分近似的变质岩浆岩。因为含中酸性火山物质的沉凝灰岩、无粘土质胶结的碎屑岩、斜长石长石砂岩以及在变质过程中析出CO_2的碳酸质长石砂岩等与成分近似的中酸性岩浆岩在KAF图解上大部分重叠，而不易将它们分开（见图1.9）。因此作者提出了以Al_2O_3和K_2O+Na_2O为纵横座标的图解（图1.15）。提出该图解主要是根据中酸性岩浆岩被破坏后的产物中最富含稳定组分石英；同时由于长石的分解而使Al_2O_3、K_2O、Na_2O的含量降低，因此使

亚杂砂岩和长石砂岩与中性—酸性岩浆岩的位置发生分离。图解上所用的Al_2O_3、K_2O和Na_2O均为分子数，因此必需首先将岩石中上述氧化物的重量百分数换算成分子数并乘以1000。图解上分为沉积岩区和岩浆岩区。沉积岩区主要为亚杂砂岩和长石砂岩，它们的特点是Al_2O_3与K_2O+Na_2O的含量呈正相关；而中性和酸性成分的岩浆岩则呈负相关。图上箭头指示的方向是亚杂砂岩和长石砂岩随石英含量降低的大致分布趋势，而岩浆岩则呈弧形的带状分布。

该图解的优点是能区分成熟度不高的变质碎屑沉积岩与成分类似的变质中酸性岩浆岩，二者都可以变成黑云变粒岩、浅色麻粒岩、浅粒岩等，它们用其它岩石化学图解往往不容易区分。但

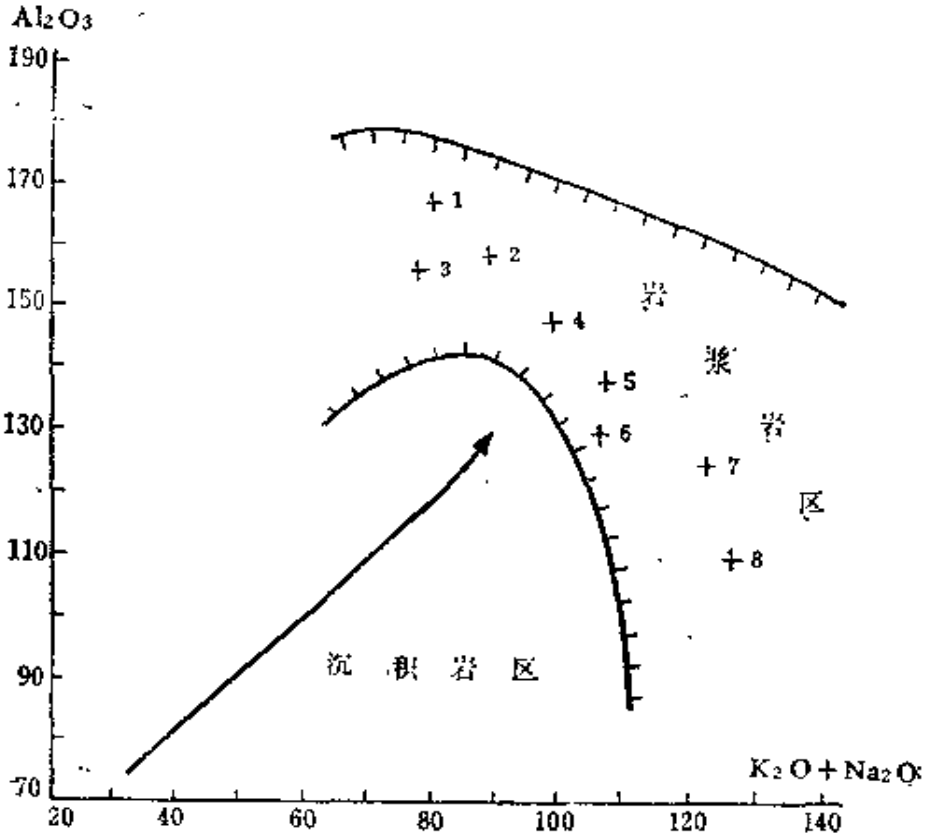


图 1.15 Al_2O_3—(K_2O+Na_2O) 图解

（据普列多夫斯基，1980）

1—玄山岩；2—英安岩；3—石英闪长岩；4—流纹英安岩；5—石英粗安岩；6—流纹岩；7、8—碱性花岗岩。箭头方向表示亚杂砂岩和长石砂中石英含量降低的方向

是该图解只适用于解决长英质变质岩的成因问题。对于含粘土质或石英较多的变质砂岩则不适用，前者由于Al_2O_3的含量较高，可能落在岩浆岩区，后者则由于Al_2O_3的含量较低可能落在横座标下面的图外。

（七）MgO—CaO—FeO*图解

这个图解是沃克等人（K.B.Walker等，1960）在研究澳大利亚昆士兰地区前寒武纪基性火成岩和钙镁质沉积岩的变质作用和交代作用时提出来的。图解只用了岩石化学分析中MgO、CaO、FeO和Fe_2O_3的重量百分数，三角形图解的三个顶点分别为MgO、CaO和FeO*，其中的$FeO^* = FeO + 0.9 \times Fe_2O_3$，即将岩石中的$Fe_2O_3$也换算成FeO。再将三者的重量百分数换算成百分比，使$MgO + CaO + FeO^* = 100$，然后根据换算出的百分比进行投点。沃克等人根据96个变质基性火成岩、变质钙质沉积岩、副斜长角闪岩、未知的斜长角闪岩等在图解上的投点，分别圈出了正斜长角闪岩（变质基性火成岩）和副斜长角闪岩（变质钙镁质沉积岩）的分布区，在两个区之间有少部分重叠（图1.16）。

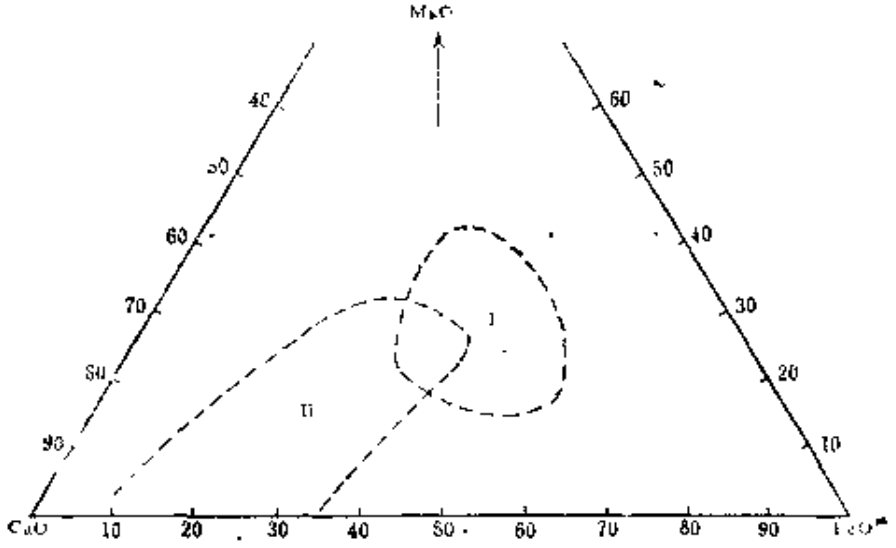


图 1.16 MgO—CaO—FeO图解

（据沃克等，1960）

I—正斜长角闪岩；II—副斜长角闪岩

研究结果表明，该图解主要用于区分变质基性火成岩和变质钙镁质沉积岩，其它成分的变质火成岩或变质沉积岩将分布在圈定的范围之外，另外对于受交代作用影响的正副斜长角闪岩也将分布在各自的范围之外。

（八）TiO_2—SiO_2图解

这个图解是塔尼（J.Tarney，1976）在研究北大西洋克拉通太古代强变质片麻岩的成因时提出来的。图解以TiO_2和SiO_2的重量百分数为纵横座标，作者根据大量的岩石化学分析资料在图解上的投点划出了沉积岩区和火成岩区的大致分界线（图1.17）。资料表明沉积岩和火成岩中TiO_2和SiO_2的含量均为负相关关系，但在SiO_2含量相同的情况下，沉积岩一般比火成岩含有较高的TiO_2（大约高0.6%左右）。根据作者所引用的资料，太古代片麻岩的投点主要落在分界线以下的火成岩区，这与晚前寒武纪和早古生代的钙碱性火成岩投点的分布范围相似；而太古代、晚前寒武纪和古生代变质和未变质的沉积岩和碎屑沉积岩的投点则主要落在分界线上面的沉积岩区。

该图解在国外被广泛应用于研究前寒武纪长英质片麻岩的成因，鉴别它们是属于变质沉积岩或变质火成岩。它的主要优点是使用十分简便，可以直接用岩石化学分析中常有的TiO_2和SiO_2的

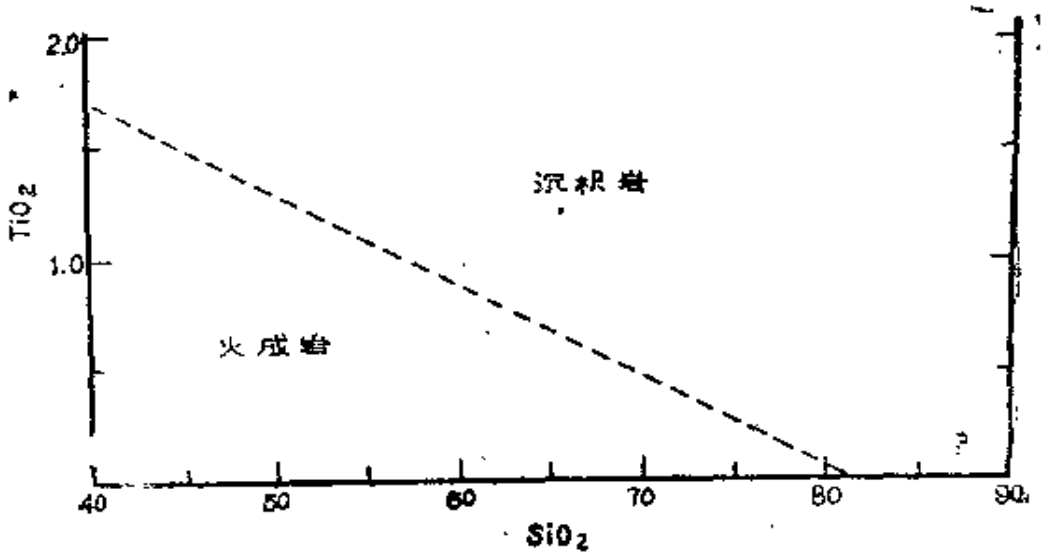


图 1.17 TiO_2—SiO_2图解

（据塔尼，1976）

含量进行投点，而不必经过任何换算。对区分碎屑沉积岩和中酸性火成岩效果较好。但是对部分基性火成岩和杂砂岩以及泥质岩的误差较大，前者因TiO_2含量高可落在沉积岩区，后二者则因TiO_2含量低可落在火成岩区。同时该图解也不适用于SiO_2含量很低和碳酸盐含量较高的变质岩。

（九）TiO_2—F图解

这个图解是米斯拉（S.N.Misra，1971）在研究高级变质的正副变基性岩（即成分与基性岩相当的正副斜长角闪岩）的化学成分差别时提出来的。图解中以岩石的TiO_2含量和铁的富集比率F为纵横座标，其中$F=(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$。主要是根据夏威夷等地区玄武岩化学成分的研究，表明F比率的变化与岩浆的分异趋势有关，而是TiO_2的含量随着Fe的富集而增大，在沉积岩中TiO_2含量和F比率则没有这种变化关系。根据已知正副斜长角闪岩的化学分析资料在图解上的投点，划出了一条正副斜长角闪岩的分界线，分界线的上方为正斜长角闪岩区，分界线的下方则为副斜长角闪岩区（图1.18）。

该图解是为了区分正副斜长角闪岩并根据有关岩石化学分析资料作出来的，因此主要适用于鉴别正副斜长角闪岩，而不能当

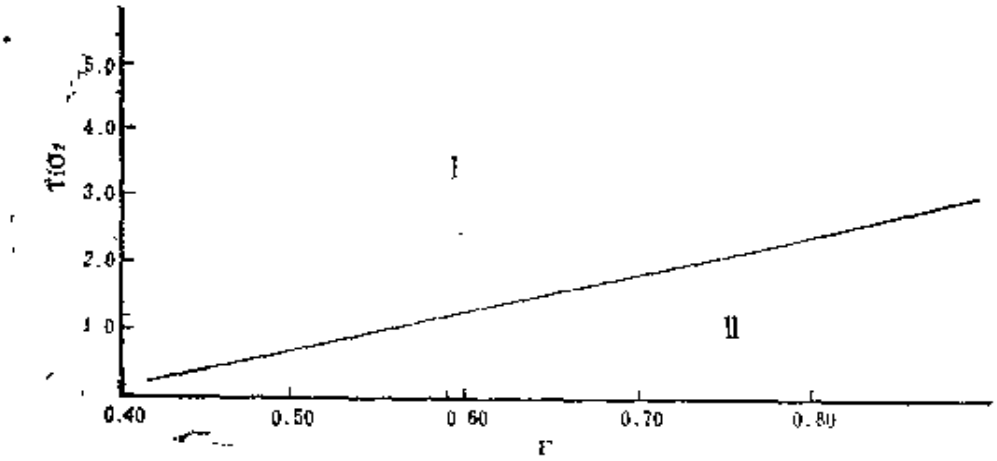


图 1.18 TiO_2—F图解

（据米斯拉，1971）

I—正斜长角闪岩；II—副斜长角闪岩

作区分变质火成岩和变质沉积岩的一般图解。研究结果也表明，变质沉积岩由于TiO_2的含量较低，一般投点均限于副斜长角闪岩区。变质火成岩的投点除分布在正斜长角闪岩区外，有的也分布在副斜长角闪岩区。尤其是变质中酸性火成岩，由于TiO_2含量较低、F比率较高，往往分布在副斜长角闪岩区。

（十）$MnO—TiO_2$图解

这个图解是米斯拉（1971）在研究高级变质的正副变基性岩（即成分与基性岩相当的正副斜长角闪岩）的化学成分差别时提出来的，并作为TiO_2—F图解的一个补充。图解中以MnO和TiO_2的重量百分数为纵横座标（二者均为对数座标），并根据已知正副斜长角闪岩的化学分析资料在图解上的投点，圈出了正斜长角闪岩的分布范围，在正斜长角闪岩区以外则为副斜长角闪岩（图1.19）。

该图解的主要优点是使用非常方便，可用岩石化学分析中MnO和TiO_2的含量直接投点。但是该图解是为了区分正副斜长角闪岩并根据有关岩石化学分析资料作出来的，因此主要适用于

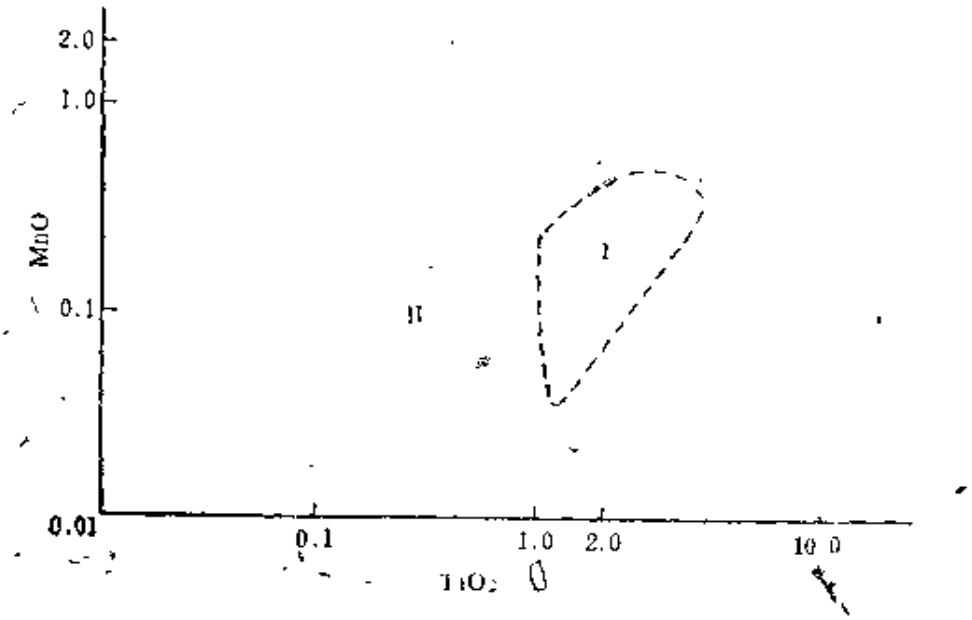


图 1.19 $MnO—TiO_2$图解

（据米斯拉，1971）

I—正斜长角闪岩；II—副斜长角闪岩

鉴别正副斜长角闪岩，而不能当作区分变质火成岩和变质沉积岩的一般图解。研究结果也表明，变质沉积岩由于TiO_2含量较低，一般投点都分布在正斜长角闪岩区以外的左边。变质火成岩中的变质基性岩，由于TiO_2含量较高，主要分布在正斜长角闪岩区内，但有少数分布在其附近。对于变质的中酸性火成岩或超基性岩等，由于TiO_2含量较低，一般分布在正斜长角闪岩区以外。

三、利用微量元素和稀土元素的图解

（一）Zr/TiO_2—Ni图解

这个图解是温切斯特等人（J.A.Winchester等，1980）在研究苏格兰罗斯郡地区半泥质片岩的原岩特征及其与酸性片麻岩的区别时提出来的。主要目的是为了避免变质作用过程中，由于SiO_2等的活动性对恢复原岩可能产生的影响，而选用了相对来

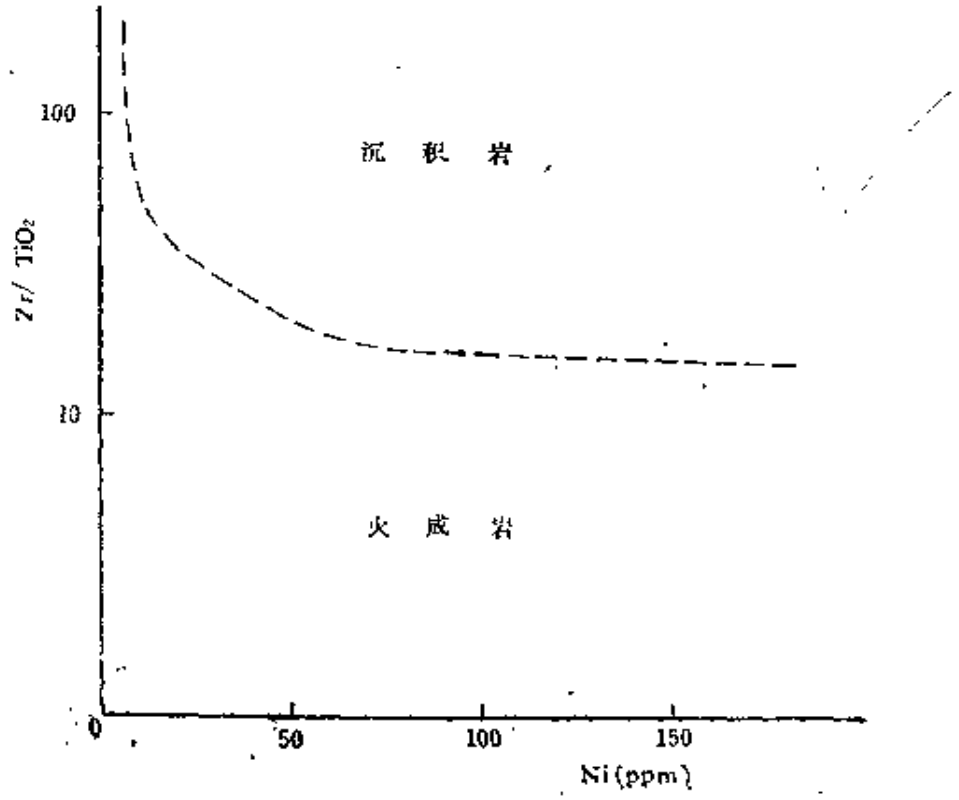


图 1.20 Zr/TiO_2—Ni图解
（据温切斯特等，1980）

说不活动的Zr、Ti和Ni三种元素。图解以Zr/TiO_2比值和Ni含量为纵横座标，Zr和Ni的含量用ppm表示，TiO_2的含量用重量百分数，纵座标为对数座标。图解上沉积岩和火成岩的分界线是根据大量未变质的火成岩和沉积岩的化学分析资料在图解上的投点大致划分的。图解表明在Ni含量相同的情况下，火成岩比沉积岩具有较低的Zr/TiO_2比值（图1.20）。

这个图解主要的优点是利用了三种不活动的元素，它们的含量不易受交代作用的影响。缺点是只能简单的区别变质沉积岩和变质火成岩，不能进一步区分它们的具体类型。变质火山沉积岩的投点可以分布在分界线附近的火成岩一侧。有时样品的分析误差可能会影响原岩性质的判别。

（二）Zr—MgO图解

这个图解是格林杰（G.J.Geringer，1979）在研究南非纳马奎变质带斜长角闪岩的成因时提出来的，目的是想区别化学成分上类似的由基性火成岩和泥质灰岩形成的斜长角闪岩，主要

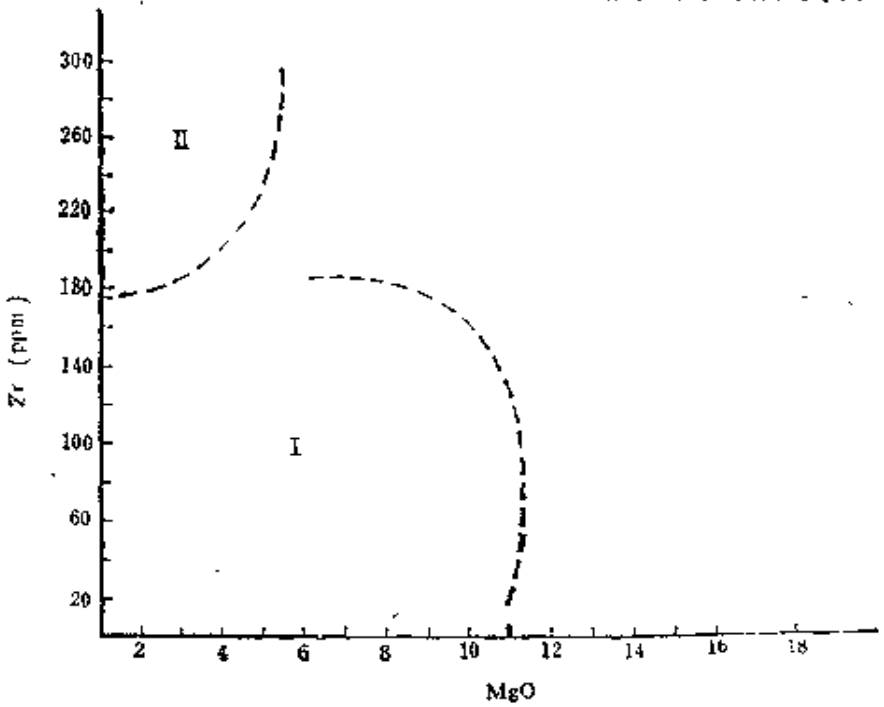


图 1.21 Zr—MgO图解

（据格林杰，1979）

Ⅰ—可能的正斜长角闪岩，Ⅱ—可能的副斜长角闪岩

根据是副斜长角闪岩比正斜长角闪岩具有较大的Zr/MgO比值。图解以岩石中Zr和MgO的含量为纵横座标，其中Zr的含量用ppm表示，MgO的含量用重量百分数。根据已知正副斜长角闪岩在图解上的投点，圈出了可能的正副斜长角闪岩的分布范围。图解表明由泥质灰岩变成的斜长角闪岩中Zr含量和Zr/MgO比值都较高；由基性火成岩形成的正斜长角闪岩中Zr含量和Zr/MgO比值都比较低（图1.21）。

该图解主要用于区分正副斜长角闪岩，也可作为区分变质沉积岩和变质火成岩的图解。由于Zr和Mg都是活动性较小的造岩元素，因此不易受交代作用的影响。但是它不适合于含MgO较高的岩石。

（三）Cr—TiO_2图解和Ni—TiO_2图解

这两个图解是利克（1964）在研究斜长角闪岩的成因类型时

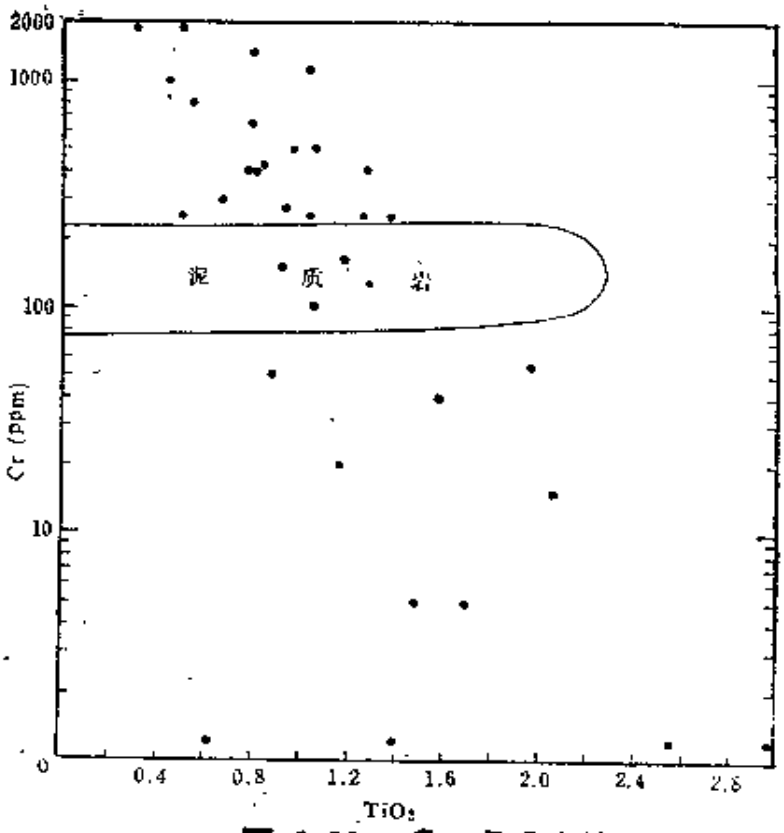


图 1.22a Cr—TiO_2图解

（据利克，1964）

黑点为卡鲁粗玄岩的变化趋势

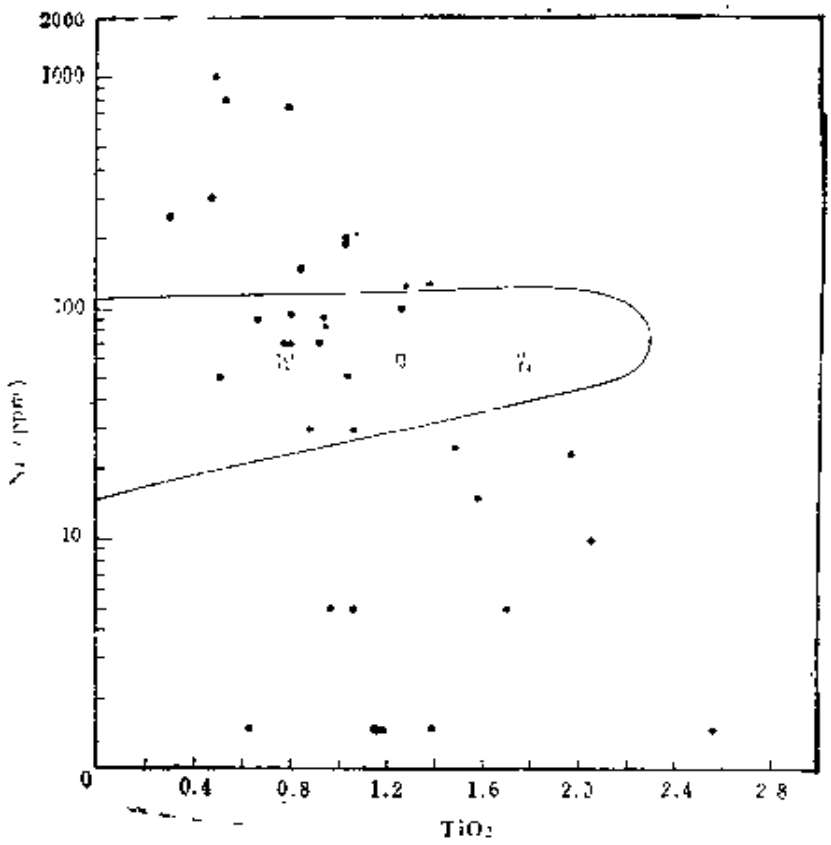


图 1.22b Ni—TiO_2图解
(据利克，1964)
黑点为卡鲁粗玄岩的变化趋势

提出来的，它们分别以Cr或Ni和TiO_2为纵横座标，Cr和Ni的含量用ppm表示，TiO_2含量用重量百分数，纵座标为对数座标(图1.22a、b)。它们的主要目的是利用Cr、Ni和TiO_2之间的相关性质来区分正副斜长角闪岩。因为Cr和TiO_2或Ni和TiO_2在基性火成岩中均为负相关，在泥质岩—碳酸盐岩混合物中则为正相关，后者是由于碳酸盐岩中Cr、Ni和TiO_2的含量都比泥质岩低。为易于识别，在两个图解上保留了卡鲁粗玄武岩的负相关变化趋势，一些地区的资料表明由基性火成岩形成的斜长角闪岩也都具有大致相同的负相关趋势。图解中利用已知样品的化学分析结果，圈出了变质泥质岩的分布范围，在Cr—TiO_2图解上它们的Cr含量具有一个特别小的范围。如果是由泥质岩—碳酸盐岩混合物形成的变质岩系，则具有正相关的变化趋势。

这两个图解的主要优点是利用的元素都是不活动的微量元

素、它们的含量受交代作用的影响较小，对区别正副斜长角闪岩的效果较好。缺点是需要有较多的样品分析结果，如果样品分析结果太少，变化趋势不明显，也就无法判别变质岩的原岩性质。

（四）Cr—mg和Ni—mg图解

这两个图解是利克(1964)在研究斜长角闪岩的成因类型时提出来的，主要目的是应用岩石中微量元素含量的变化来鉴别正副斜长角闪岩。两个图解分别以Cr或Ni和尼格里值*mg*为纵横座标，Cr和Ni的含量分别用ppm表示，纵座标为对数座标（图1.23）。因为在火成岩从基性到酸性的分异过程中，mg的减少常伴随Cr和Ni的明显降低。在泥质灰岩或泥质白云岩中由于泥

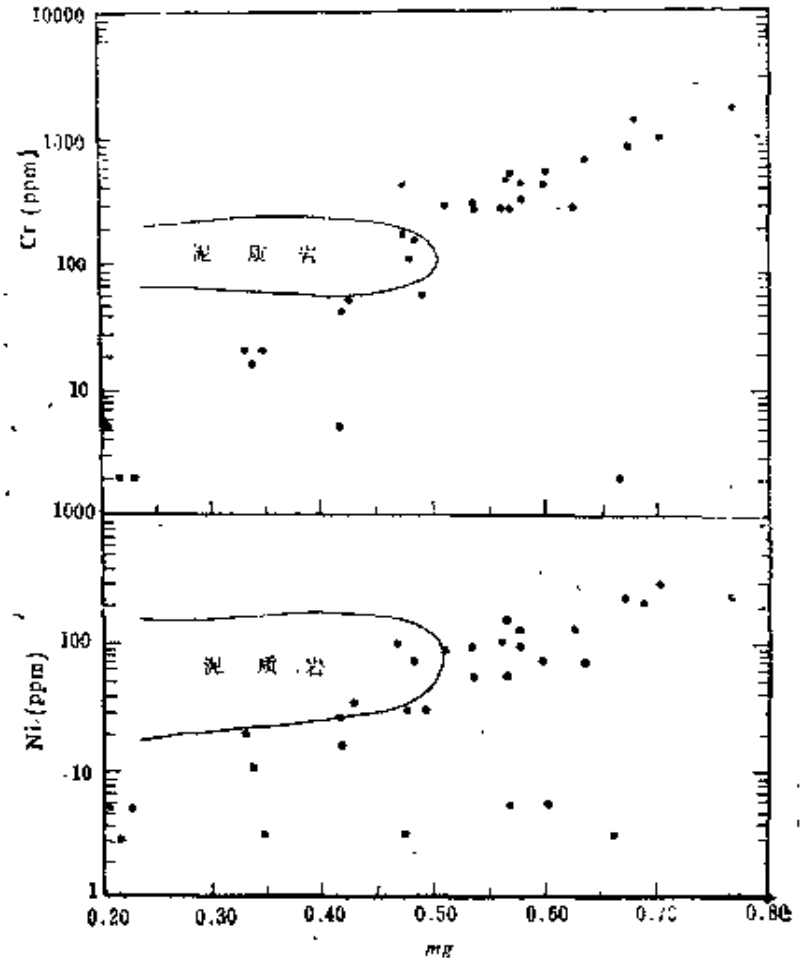


图 1.23 Cr—mg和Ni—mg图解
（据利克，1964）
黑点为卡鲁粗玄岩的变化趋势

质成分的增加引起*mg*的减少，同时伴有Cr和Ni的增加，后者是因为碳酸盐岩中Cr和Ni的含量比泥质岩低得多的缘故。因此两种不同成因的斜长角闪岩具有相反的变化趋势。在正斜长角闪岩中为正相关趋势，在副斜长角闪岩中为负相关趋势。为易于区分，在两个图解中保留了卡鲁粗玄岩的正相关变化趋势，许多地区由变质基性火成岩形成的斜长角闪岩都具有同样明显的正相关趋势，而且Cr和Ni的含量变化较大。图解中利用已知样品的化学分析结果，圈出了变质泥质岩的分布范围。如果是由泥质岩—碳酸盐岩形成的变质岩系则具有负相关的变化趋势。为此，范德坎普（1969，1970）在这两个图解上还画出了他们呈负相关变化趋势的大致范围。

这两个图解的主要优点是利用了不活动的微量元素，它们的含量受交代作用的影响较小，对区别正副斜长角闪岩的效果较好。缺点是需要有较多的样品分析结果。对于SiO_2含量很高的变质超酸性火成岩的效果较差，原因是岩石中Cr和Ni的含量极低，*mg*的变化很小，在图解上的变化趋势不明显。

（五）R*fm*—R*fl*—R*v*图解

该图解是戈尔巴乔夫（Д.В.Горбачев，1979）提出的。作者对科拉半岛卡累利阿早元古代变质地层进行地质—岩石学和岩相地球化学研究时，将斜长角闪岩划分为三个基本类型：正斜长角闪岩、副斜长角闪岩和火山—沉积成因的斜长角闪岩（包括变质凝灰岩、变质沉凝灰岩等）。通过对各类斜长角闪岩中微量元素含量的对比研究表明，它们具有明显的分组现象。利用微量元素这种组合特征，可以区分不同成因的斜长角闪岩。

该图解为等边三角形（图1.24）。以绍乌（Д.Шоу，1969）提出的共生元素的聚集系数R*fm*、R*fl*、R*v*为三角形的顶点，其中R*fm*为亲铁元素（фемафильный）的聚集系数，R*fl*为亲石元素（фельсифильный и гомеофильный）的聚集系数，R*v*为亲火山元素（вулканофильный）的聚集系数。三个聚集系数之和应为

100%。它们的计算公式如下：

$$Rfm = \frac{\Sigma kk(Cr、Ni、Co、V、Sc)}{n}$$

$$Rfl = \frac{\Sigma kk(B、Li、Rb、Ba、Sr、Pb)}{n}$$

$$Rv = \frac{\Sigma kk(Cu、Zn、Ti、Mn、Zr)}{n}$$

n为每个公式中元素的总数；

Σkk每个公式中各种元素浓度克拉克值的总和；

每种元素的浓度克拉克值(kk) = $\frac{\text{含量(ppm)}}{\text{克拉克值}}$ 每种元素的含量以光谱分析值ppm表示。克拉克值据维诺格拉多夫(А.П. Виноградов, 1962)

应用该图解首先需要求出每个元素的浓度克拉克值，然后根据公式求出三个聚集系数值，再求出三个聚集系数的相对百分

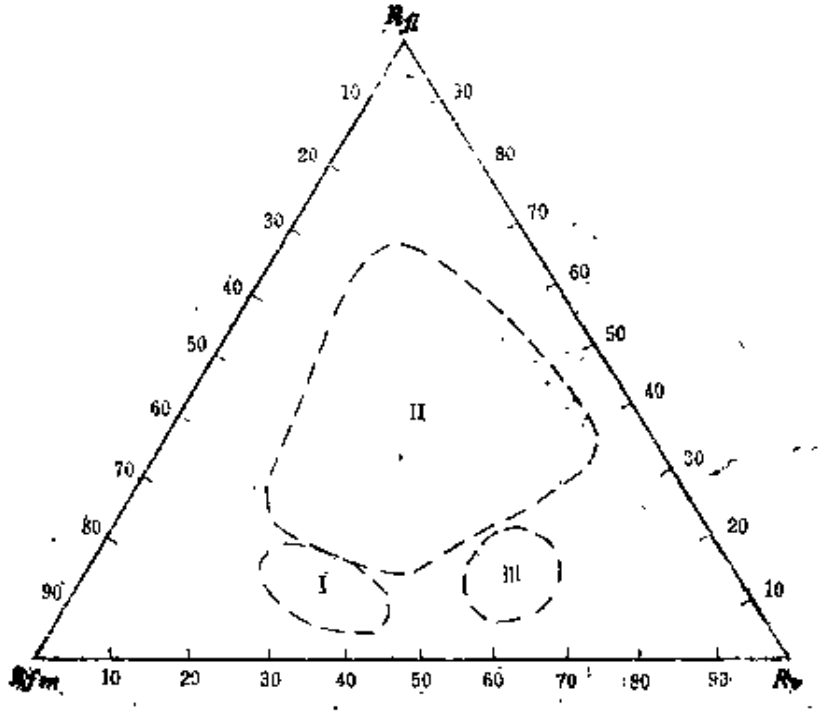


图 1.21 Rfm—Rfl—Rv图解

(据戈尔巴乔夫，1979)

Ⅰ—正斜长角闪岩；Ⅱ—副斜长角闪岩；Ⅲ—变质沉凝灰岩

数，最后根据计算结果向三角形图解上进行投点。

作者根据已有资料在图解上划分了正斜长角闪岩、副斜长角闪岩和变质沉凝灰岩（即火山—沉积成因的斜长角闪岩）的大致范围。

该图解的优点是在斜长角闪岩的成因类型中区分出了火山—沉积类型，并在图解上划出了明确的分布范围，它说明这类斜长角闪岩在微量元素的组合及含量上与一般的正斜长角闪岩或副斜长角闪岩都有所不同。缺点是计算比较复杂，同时微量元素的分析误差较大时也会影响原岩类型的判断。

（六）La/Yb—TR图解

该图解最早见于巴拉绍夫等人（1972）所撰写的文章中，在克列麦涅茨基（1979）所著的《前寒武纪基性岩的变质作用》一书中又提出此图解，主要根据是在基性火成岩和火山沉积岩的区域变质作用过程中，稀土元素的重新分配具有等化学性质。而不同类型斜长角闪岩中稀土元素的成份和含量差别较大，可以利用它们的特点作为区分斜长角闪岩成因类型的地球化学标志。

该图解以La/Yb比值和TR总量为纵横座标轴，二者均为对数座标（图1.25）。作者根据科拉半岛西北部贝辰加构造西南缘地区各种斜长角闪岩和变质沉积岩的稀土元素资料，并结合地质—岩石学和岩石化学特征的研究，在图解上划出了Ⅳ个不同的岩石区。其中的Ⅱ—Ⅳ区为变质沉积岩区，它们的共同特点是La/Yb比值较高，明显的表现了轻稀土元素的相对富集，但是不同类型的沉积岩不仅在La/Yb比值的分布范围上有所不同，而且在TR总量及分布范围上也有较大的差别。图解上的I区为斜长角闪岩区，它的主要特点是La/Yb比值和TR总量均较低，原岩类型主要为变质基性岩，有很小部分与变质沉积岩区重叠，其中与粘土岩区和碳酸盐岩石区的重叠部分应当排除，而与砂岩区重叠部分的原岩可能是基性杂砂岩。

根据已有资料，前寒武纪不同成因类型的斜长角闪岩，在稀

土元素含量上还具有以下的不同特点：正斜长角闪岩的TR = 68－94ppm、ΣCe/ΣY = 0.9－1.35、Eu/Sm平均值为0.33；副斜长角闪岩的TR = 105ppm、ΣCe/ΣY = 1.7、Eu/Sm平均值为0.32。

该图解的优点是利用了化学稳定性较大的稀土元素，因此不易受各种交代作用的影响。根据作者的研究结果，由斜长角闪岩经花岗岩化作用形成的斜长片麻岩和花岗片麻岩，在稀土元素含量方面具有明显的继承性质。该图解不仅能区分不同类型的斜长角闪岩，也可用于区分不同类型的变质沉积岩。

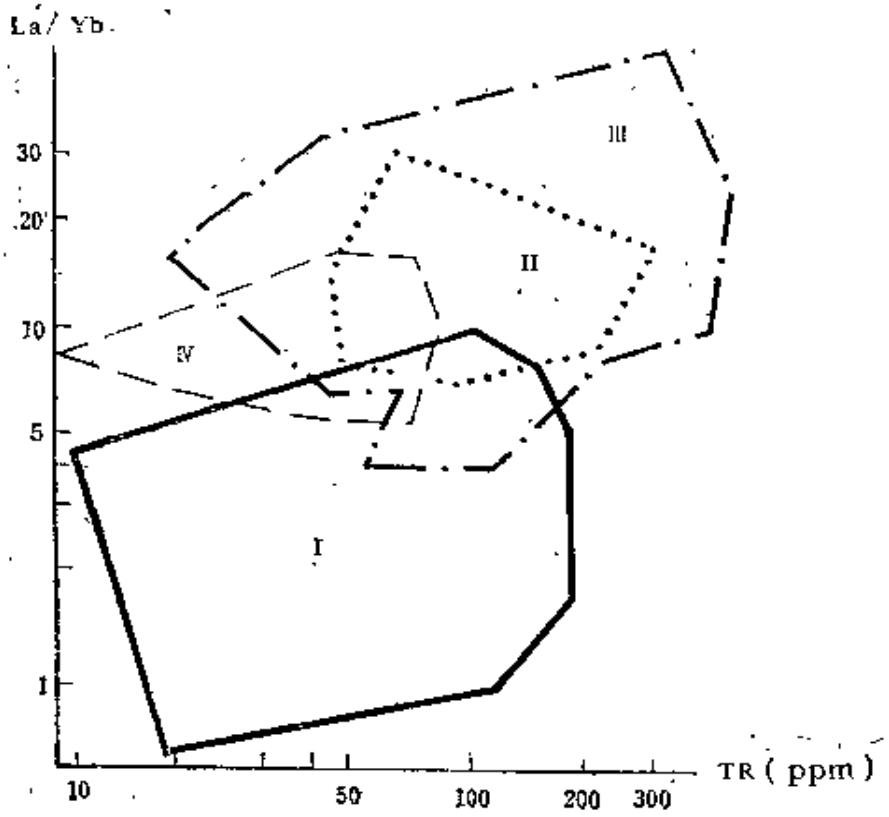


图 1.25 La／Yb—TR图解

（据巴拉绍夫等，1972）

Ⅰ—斜长角闪岩区；Ⅱ—砂质岩和杂砂岩区；Ⅲ—页岩和粘土岩区；Ⅳ—碳酸盐岩区

四、其它图解和方法

（一）定量矿物法

这种方法是鲁坚科等人（В.Е.Руденко等，1979）提出来

的，主要目的是利用岩石中矿物的含量恢复变质岩和交代岩的原岩类型。该方法以普列多夫斯基（1970）的KAF图解为基础，其中K、A、F值的计算方法与图1.9相同。

该方法虽以KAF图解为基础，但它不依赖于岩石的化学分析资料，而是把岩石薄片的研究与岩石化学的研究结合起来。首先在具有等化学变化的岩石薄片中对各种矿物进行定量统计，再根据予先算出的各种矿物的A.K.F.S值换算出岩石的A.K.F值，最后在K.A.F图解上进行投点以确定所研究岩石的原岩类型。

在计算过程中首先把岩石薄片中各种矿物的体积百分数用同种矿物的比重换算成重量百分数。因为主要计算硅酸盐矿物，不透明矿物、副矿物和碳酸类矿物均不参加计算，所以参加计算矿物的总和不足100%，根据矿物的A、K、F、S值换岩石的A.K.F值的公式为：

$$A_{岩} = \frac{Aa \cdot Na + Ab \cdot Nb + \cdots\cdots + Ai Ni}{Na + Nb + \cdots\cdots + Ni} \quad (a)$$

$$K_{岩} = \frac{Ka \cdot Na + Kb \cdot Nb + \cdots\cdots + Ki \cdot Ni}{Na + Nb + \cdots\cdots + Ni} \quad (b)$$

$$F_{岩} = \frac{Fa \cdot Sa \cdot Na + Fb \cdot Sb \cdot Nb + \cdots\cdots + Fi \cdot Si \cdot Ni}{Sa \cdot Na + Sb \cdot Nb + \cdots\cdots + Si \cdot Ni} \quad (c)$$

式中：A岩、K岩、F岩—所研究岩石的A、K、F值；

a、b……i—组成岩石的各种矿物；

Na、Nb……Ni—岩石中各种矿物的含量；

Aa、Ka、Fa、Ab、Kb、Fb……Ai、Ki、Fi—各种矿物的A、K、F值；

Sa、Sb……Si—各种矿物的SiO_2分子数。

作者根据3000多个单矿物化学分析资料算出变质岩中常见矿物的A、K、F、S值（表1.1）。由于缺少深变质岩石的矿物资料，因此耿元生等人（1984）计算了辉石、角闪石和石榴石以及基性、中性和酸性长石的A、K、F、S值（表1.2）。

表 1.1 变质岩矿物A、K、F、S系数的平均值（分子）和分布间隔（分母）（据鲁坚科）

矿物	分析数	A	K	F	S
1	2	3	4	5	6
透闪—阳起石系列的角闪石	78	−205 (−225)～(−183)	−9 (−17)～0	0.64 0.60～0.67	910 850～950
普通角闪石	440	−125 (−155)～(−92)	−15 (−30)～(−5)	0.65 0.605～0.69	720 670～770
镁铁闪石	83	−10 (−30)～(−5)	0 (−5)～(+5)	0.81 0.75～0.86	850 820～880
蓝闪石	164	−95 (−125)～(−57)	−90 (−105)～(−75)	0.5 0.45～0.55	890 850～930
与角闪石共生的石榴石	68	90 50～128	0	0.775 0.7～0.85	625 610～645
与黑云母共生的石榴石	320	175 135～200	0	0.875 0.78～0.95	635 610～660
与粘土矿物共生的石榴石	152	170 140～198	0	0.875 0.78～0.95	628 620～643
与角闪石共生的黑云母	173	45 30～60	82 70～95	0.88 0.82～0.93	605 575～635
与石英和长石共生的黑云母	209	65 45～85	85 70～95	0.85 0.8～0.90	583 565～605
与石榴石共生的黑云母	162	73 55～90	90 75～95	0.85 0.8～0.9	594 575～615

与粘土矿物共生的黑云母	273	85 70～100	85 75～95	0.85 0.8～0.9	598 570～620
白　云　母	150	205 170～240	97 80～110	0.07 0.03～0.1	775 750～795
十　字　石	179	510 485～535	0	0.505 0.42～0.57	470 450～490
堇　青　石	100	312 280～340	-1.5 (-5)～2	0.395 0.380～0.410	815 790～835
红柱石、矽线石、蓝晶石	42	600 580～625	0 (-0.6)～0.6	0.009 0.0035～0.018	610 600～625
堇　石　类　矿　物					
黝　堇　石	46	-120 (-130)～(-100)	0	0.003 0.01～0.06	650 630～670
斜　黝　堇　石	15	-130 (-165)～(-120)	0	0.07 0.04～0.115	640 635～655
绿　堇　石	120	-173 (-200)～(-145)	0	0.138 0.1～0.18	630 610～645
红　堇　石	29	-180 (-220)～(-165)	0	0.1 0.055～0.110	625 600～635
取　平　均　值	210	-170 (-200)～(-110)	0	0.110 0.05～0.610	635 615～660
绿堇石、黝堇石、斜黝堇石		-155 (-195)～(-100)	0	0.105 0.025～0.17	635 615～675

续表

矿物	分析数	A	K	F	S
1	2	3	4	5	6
绿泥石	156	202 175～230	0	1.6 1.35～1.8	430 370～480
硬绿泥石	18	390 380～395	0	0.95 0.90～1.0	405 395～420
长石					
钾长石	48	7 2～12	123 105～160	0.002 0～0.005	1075 1060～1100
酸性和中性斜长石	51	3 (－0.5)～10	－145 (－190)～(－45)	0.002 0～0.004	1070 1000～1145
基性斜长石	36	1 (－5)～5	－45 (－75)～(－7)	0.007 0.003～0.01	825 745～910
石英(理论成分)		0	0	0	1665

* 原文数据如此，根据其分布间隔判断应为0.03，编者注

表 1.2 某些变质矿物A、K、F、S系数的平均值(分子)和变化范围(分母)

矿物	分析数	A	K	F	S
斜方辉石	74	$\frac{-7}{(-66)\sim62.7}$	$\frac{-0.45}{(-6)\sim4}$	$\frac{0.93}{0.82\sim1.125}$	$\frac{852}{759\sim933}$
单斜辉石	73	$\frac{-369}{(-464)\sim(-273)}$	$\frac{-7.31}{(-17)\sim0}$	$\frac{0.52}{0.45\sim0.57}$	$\frac{862}{789\sim912}$
角闪岩相的角闪石	30	$\frac{-132}{(-181)\sim(-77)}$	$\frac{-15.8}{(-61)\sim(-6)}$	$\frac{0.64}{0.49\sim0.82}$	$\frac{751}{638\sim887}$
麻粒岩相的角闪石	25	$\frac{-133}{(-169)\sim(-114)}$	$\frac{-13.7}{(-32)\sim(-5)}$	$\frac{0.65}{0.52\sim0.91}$	$\frac{737}{694\sim796}$
麻粒岩相的石榴石	52	$\frac{158}{47\sim210}$	$\frac{-0.18}{(-6)\sim9}$	$\frac{0.85}{0.81\sim1.02}$	$\frac{652}{619\sim800}$
麻粒石相的黑云母	40	$\frac{50.72}{24\sim119}$	$\frac{91.55}{68.7\sim107}$	$\frac{0.90}{0.68\sim1.03}$	$\frac{610}{567\sim653}$
酸性斜长石	37	$\frac{5.86}{(-7)\sim15}$	$\frac{-160}{(-183)\sim(-103)}$	$\frac{0.0038}{0\sim0.0179}$	$\frac{1096}{1026\sim1144}$
中性斜长石	14	$\frac{1.36}{(-27)\sim7}$	$\frac{-101}{(-130)\sim(-82)}$	$\frac{0.0064}{0.0004\sim0.0221}$	$\frac{978}{934\sim1048}$
基性斜长石	36	$\frac{6.84}{(-10)\sim10.7}$	$\frac{-43.48}{(-86)\sim(-3)}$	$\frac{0.0076}{0\sim0.0175}$	$\frac{825}{725\sim935}$

根据作者的检验结果认为这种方法虽与普列多夫斯基(1970)的岩石化学方法有些误差，但这种误差一般对恢复变质岩的原岩类型没有影响，说明用这种方法代替岩石化学方法是可行的。而且它具有经济、快速、简便的特点；此外，这种方法还可以解决一些岩石化学方法中不易解决的问题。例如很薄的互层状岩石很难对每一层岩石进行分别取样，但利用这种方法则可以恢复每一薄层的原岩类型。有人还利用这种方法对变质砾岩的砾石和胶结物分别恢复其原岩性质，以确定形成时的环境。缺点是对变质岩中各种矿物进行定量统计和计算工作的工作量较大。同时它也具有KAF图解所具有的优缺点（见图1.9）。

（二）QFM图解

这个图解是范德坎普和比克豪斯（1979）在研究加拿大安大略省西北英吉利河片麻岩带帕克沃什湖地区副片麻岩的成因时提出来的，主要目的是利用变质岩中矿物的相对含量来区分不同的原岩类型。三角形图解的三个顶点分别为石英（Q）。长石（F）镁铁质矿物和云母（M）。使用该图解时首先应将变质岩中各种矿物的百分含量换算成这三类矿物的百分比，使Q + F + M = 100，然后根据计算出来的百分比进行投点。图解中根据已有资料划出了火成岩区和沉积岩区之间的近似界线，在沉积岩区分别标出了石英岩、长石砂岩、杂砂岩和页岩的大致位置，在火成岩区分别标出了酸性岩、中性岩、镁铁质岩和超镁铁质岩的大致位置（图1.26）。图解表明泥砂质沉积岩通常比火成岩含有较多的石英，因此靠近Q的顶点。碎屑沉积岩中各种矿物含量的不同与风化作用和沉积分异作用有关。在火成岩中各种矿物含量的变化则与岩浆分异过程中岩石化学成分的变化有关。

该图解的主要优点是当没有岩石化学分析资料时，可应用变质岩中主要矿物的含量来恢复变质岩的原岩类型，不仅能区分正副变质岩，而且能大致判别不同类型的沉积岩或火成岩。缺点是根据对该区副片麻岩的研究结果表明，原岩为火山碎屑岩的副变质

岩也分布在火成岩区。另外，该图解的沉积岩中没有考虑碳酸盐类矿物，因此只适用于泥砂质岩石，而不适用于含钙镁质碳酸盐较高的沉积岩。

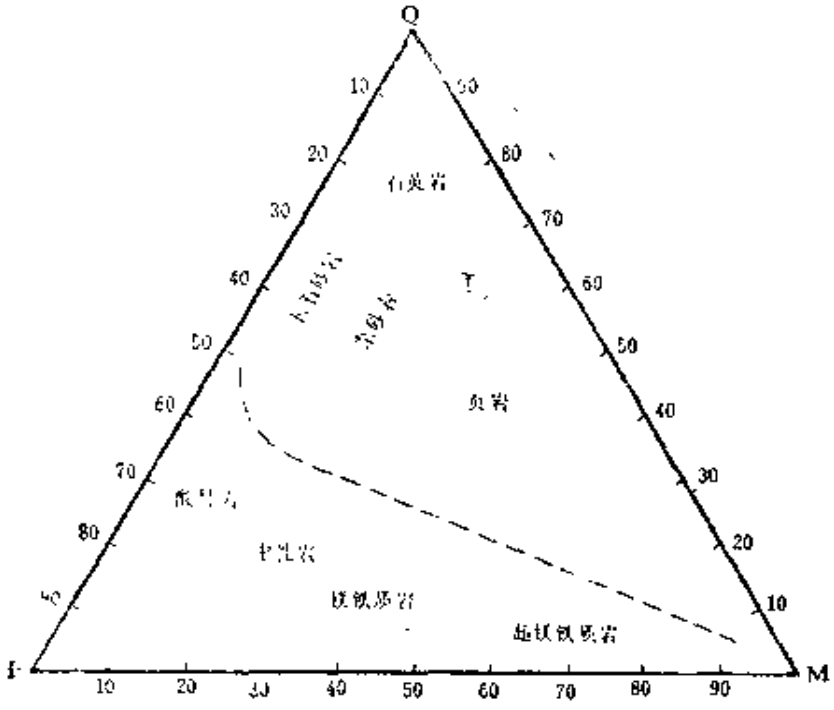


图 1.26 QFM图解

（据范德坎普和比克豪斯，1979）

（三）x函数判别式

x函数判别式是肖和库多(D.M.Shaw和A.M.Kudo,1965)为了区分正副斜长角闪岩而提出来的。他们认为一般在研究斜长角闪岩的原岩类型时用定性的图解或简单的平均值对少数几种元素进行对比的方法比较局限，因此采用多变量统计分析的方法，对76个正斜长角闪岩（变质基性火成岩）和副斜长角闪岩（变质沉积岩）的化学分析结果（包括主要元素和微量元素）进行了分析研究，提出了如下3个区分正副斜长角闪岩的函数判别式：

(1) $x_1 = -2.69\lg Cr - 3.18\lg V - 1.25\lg Ni + 10.57\lg Co + 7.73\lg Sc + 7.51\lg Sr - 1.95\lg Ba - 1.99\lg Zr - 19.58$

这个判别式应用了岩石中的8种微量元素，它们的含量用

ppm表示。计算结果如x_1为正值是正斜长角闪岩，x_1为负值则是副斜长角闪岩。它的理论错判率为5.4%，但其准确性受微量元素分析误差等的影响较大。

(2) $x_2 = 3.89\lg Co + 3.99\lg Sc - 8.63$

这个判别式只用了微量元素中认为最重要的Co和Sc，它们的含量也用ppm表示。计算结果如x_2为正值是正斜长角闪岩。x_2为负值则为副斜长角闪岩。它的理论错判率为11.9%，准确性显然不如x_1判别式。

(3) $x_3 = 7.07\lg TiO_2 + 1.91\lg Al_2O_3 - 3.29\lg Fe_2O_3 + 8.48\lg FeO + 2.97\lg MnO + 4.81\lg MgO + 7.80\lg CaO + 3.92\lg P_2O_5 + 0.15\lg CO_2 - 15.08$

这个判别式又称为D(x)判别式，它应用了岩石中8种主要元素的氧化物，其中的TiO_2，FeO和P_2O_5被认为是最有效的氧化物，它们的含量用重量百分数表示。计算结果如x_3为正值是正斜长角闪岩，x_3为负值是副斜长角闪岩。它的理论错判率为5.7%，准确性和x_1判别式相近。但是根据一些作者对该判别式进行检验的结果表明，变质沉积岩的错判率却很大，因此，一般来说x_3为正值的斜长角闪岩其原岩基本上是火成岩，而x_3为负值的斜长角闪岩则不能肯定其原岩类型就是沉积岩。

x函数判别式在国内外应用比较广泛，它的主要优点是只通过计算而不用作图便可知判别结果。同时在判别式中只用了活动性较小的微量元素或主要元素，而没有用K、Na、Si等活动性较大的元素，因此不易受交代作用的影响。缺点是只能简单的判别原岩为变质基性火成岩或变质沉积岩，而不能确定具体的原岩类型，也不能区分原岩类型为火山—沉积岩的斜长角闪岩。对正斜长角闪岩的准确性较低，尤其是对含Na较高的变质细碧岩。

(四) DF函数判别式

DF函数判别式是D.M.肖(1972)在研究加拿大安大略东南前寒武纪阿普斯莱片麻岩的成因时提出来的。该地区的黑云母片

麻岩根据地质标志尚不能确定是富硅质的火山岩或是砂岩。作者从大约2000个岩石化学分析结果中选出了成分与黑云母片麻岩相近似的278个火成岩和506个沉积岩并用八种不同的岩石化学图解，对这些岩石化学分析和49个黑云母片麻岩的化学分析进行了对比研究，由于各种图解所得的结果不同，也不能确定所有黑云母片麻岩的原岩类型，因此提出了5个区分正副变质岩的函数判别式，其中重要的有如下两个判别式：

(1) $DF3 = -0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3(全铁) - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O + 10.44$

这个判别式常称为DF判别式，它应用了岩石中6种主要元素的氧化物，它们的含量用重量百分数，其中的Fe_2O_3以全铁进行计算。计算结果如DF3＞0为火成岩，DF3＜0则为沉积岩。它的理论错判率为0.29%，但是根据对该判别式进行检验的结果表明，变质火成岩和变质沉积岩的错判率均为10%左右。

(2) $DF4 = 0.42SiO_2 + 0.30Fe_2O_3 + 0.89MgO + 1.53CaO + 0.58Na_2O + 2.07K_2O - 0.037Cr + 0.005V - 0.027Ni - 0.001Sr - 39.59$

这个判别式除应用了6种主要元素的氧化物外，还用了4种微量元素，它们的含量用ppm表示。计算结果如DF4＞0为正变质岩，DF4＜0为副变质岩。它的理论错判率为0.15%，但实际错判率比DF3要大。

DF判别式（尤其是DF3判别式）在国内外广泛应用于变质岩原岩性质的研究，它们的主要优点是经过计算后便可获得判别结果。缺点是只能简单的判别正变质岩或副变质岩，而不能对原岩类型做进一步的划分，也不能区分各种过渡型的火山—沉积岩。它也不象图解法那样能够明显的看出各个岩石样品在化学成分上的相互关系和变化趋势。

第二章　研究变质玄武岩类的构造环境与岩浆系列的图解

近年来板块构造学、海洋地质学与微量元素地球化学的发展，使岩石学面貌为之一新。总结岩石学特征与大地构造环境关系方面的论文如雨后春笋般地涌现出来。正如张文佑教授在《岩石学研究》的发刊词中所说，由于学科相互渗透和边缘学科的不断涌现，一个新的分支学科——岩石大地构造学正在形成。它是介于岩石学、大地构造学和地球化学之间的一个边缘学科。科学发展到今天，在恢复变质岩原岩时，仅仅判别为玄武岩变质显然是不够的了。玄武岩构造环境与岩浆系列的研究不仅对成因岩石学，而且对探索整个地球的形成与演化必将带来新的信息。

经受了各种不同程度变质作用的古火山岩与现代火山岩的一大区别就是可能发生了活动组份的带进或带出。许多对判别现代火山岩行之有效但涉及到钾钠等活动组份的方法和图解，在研究古火山岩时可能导致错误的结论，应当尽量避免使用这些图解为宜，所以本章中所选用的图解强调惰性组份的原则。

本章首先简单介绍典型环境下玄武岩的基本特征，然后介绍各种图解，图解的编排顺序大致是：判别板块内玄武岩的图解；识别岛弧火山岩比较有效的图解；以主要元素和稀土元素所作的图解；以残留单斜辉石成分所作的图解；以及使用惰性组份判别古火山岩系列与分类命名的图解。

一、玄武岩类的各种喷发环境简介

有关玄武岩喷发的各种构造环境的术语甚多，需要在概念上予以明确。皮尔斯①（1984）的图解可以给这些构造环境及其相

①本书中除T.H.皮尔斯外，凡J.A.皮尔斯或皮尔斯均为J.A.Pearce，编者注

互关系一个概括性的认识。

洋中脊玄武岩（MORB）有人也叫做洋底玄武岩或深海玄武岩，出现于扩张性的大洋板块边缘，不仅大洋有，某些小型海盆地（如地中海）也有。是洋壳的主要组成部分，喷发产物为拉斑玄武岩与碱性玄武岩。关于N型、E型和T型洋中脊玄武岩的细分，可以参阅孙贤钵等人和塔尼等人的文章（S.S.Sun等，1979；Tarney等，1980）。

火山弧玄武岩（VAB）也叫岛弧玄武岩，产生于会聚板块边缘附近，毕乌夫带之上。杰克斯和怀特，1972年将岛弧玄武岩进一步分为岛弧低钾拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩（高铝玄武岩）和橄榄粗安岩。贝利（Bailey）1981年区分为大洋性与大陆性火山岛弧等。

板内玄武岩（WPB）也叫热点玄武岩，出现于板块内部

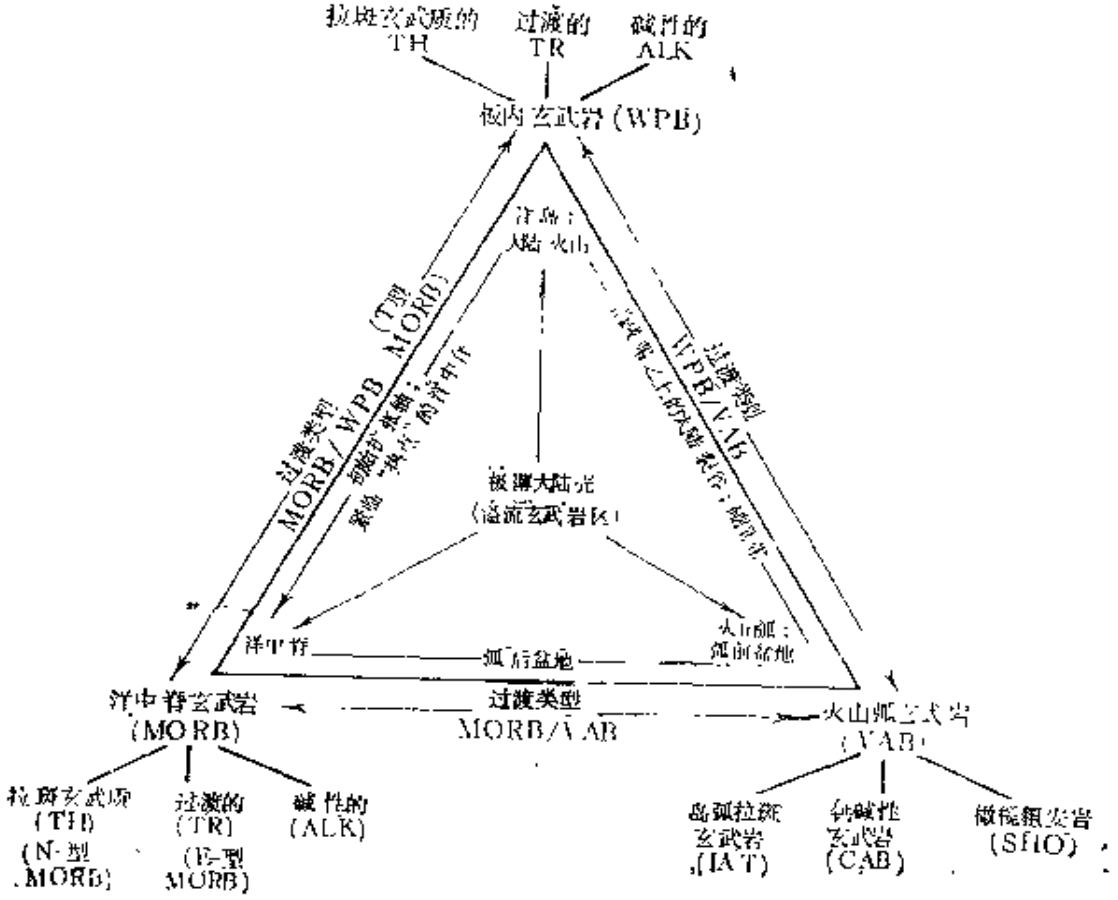


图 2.1 玄武岩喷发环境关系图

（图2.1—图2.5均据J.A 皮尔斯，198x）

的某些热点上，喷发产物有拉斑玄武岩与碱性玄武岩。既可以产在大陆内部裂谷，也可以产在大洋岛屿上，可以分别称为大陆玄武岩和大洋（洋岛）玄武岩。

实际上，自然界玄武岩喷发的构造环境也存在许多过渡类型。在洋中脊与板块内玄武岩之间的过渡类型可以出现于“初始的”或者是“流产的”扩张裂谷区（例如红海边缘）；也可以出现于热点附近的洋中脊或洋中脊附近的热点上（例如冰岛）。这类地区也叫T型洋中脊，喷出岩介于洋中脊玄武岩与板内玄武岩之间，或者两个端员都有。

洋中脊与火山（岛）弧玄武岩之间的过渡类型比较少见。大部分的大陆边缘盆地或弧后盆地有正常洋中脊玄武岩的特点。现在发现有的玄武岩属于这种过渡类型，例如马利亚纳弧前区，被认为是一个扩张轴正好叠加在一个消减带之上的结果。具有这种过渡类型的阿曼蛇绿岩，也被认为是这类叠加的产物。

火山（岛）弧与板块内玄武岩的过渡类型仅见于转换断层与消减带相交的部位（例如小安德列斯群岛的格林纳达岛），或者大陆裂谷叠加于消减带之上（例如彭格温岛）。

二、典型环境玄武岩的地球化学型式

这个典型构造环境下玄武岩的地球化学型式图（图2.2，.3，2.4，2.5）表现了某些特征的微量元素和稀土元素的地球化学分布型式，图解上的元素大致按照元素的相容性排列。所有岩石样品分析结果均用N型洋中脊玄武岩（MORB）加以标准化。所采用的标准值（除注明者外均为ppm）如下：Sr，120；K_2O，0.15%；Rb，2；Ba，20；Th，02；Ta，0.18；Nb，3.5；Ce，10.0；P，0.12%；Zr，90；Hf，2.4；Sm，3.3；TiO_2，1.5%；Y，30；Yb，3.4；Sc，40；Cr，250。从这几张图上可以看出不同构造环境典型玄武岩的基本地球化学特征。掌握这些基本特征对于理解本章介绍的各式各样的判别图解是很

有好处的。

（1）典型的洋中脊玄武岩的地球化学型式见图2.2。由于用平均的N型MORB进行了标准化，所以拉斑玄武质的洋中脊玄武岩当然具有丰度接近于1的平坦型的分布型式（图2.2）快速扩张的洋中脊玄武岩（以胡安德富卡为代表）多数元素的丰度略高于1，而缓慢扩张的洋中脊玄武岩（以阿芦拉法塔克海沟为代表）则多数元素丰度略低于1。碱性的洋中脊玄武岩表现为不相容元素（Ba、Th、Ta、Nb和Ce等）的明显富集。

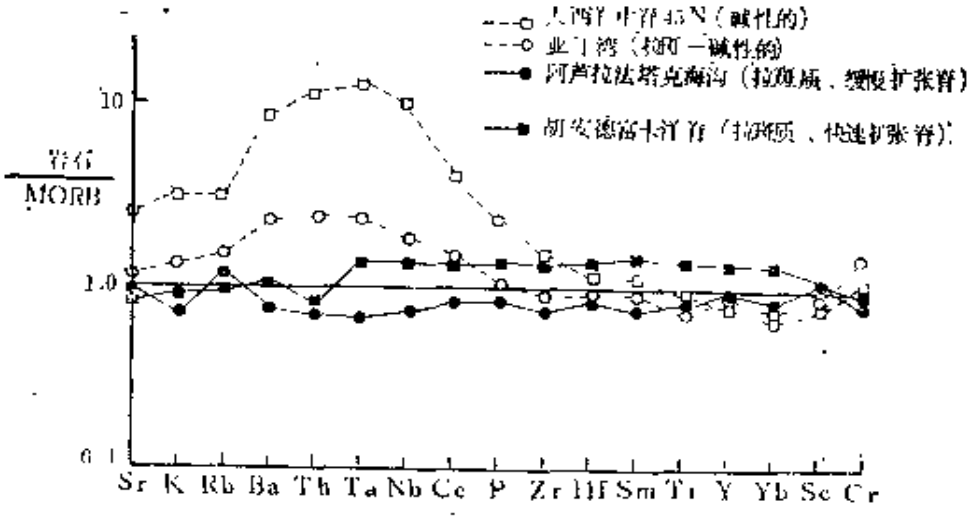


图 2.2 典型洋中脊玄武岩的地球化学型式

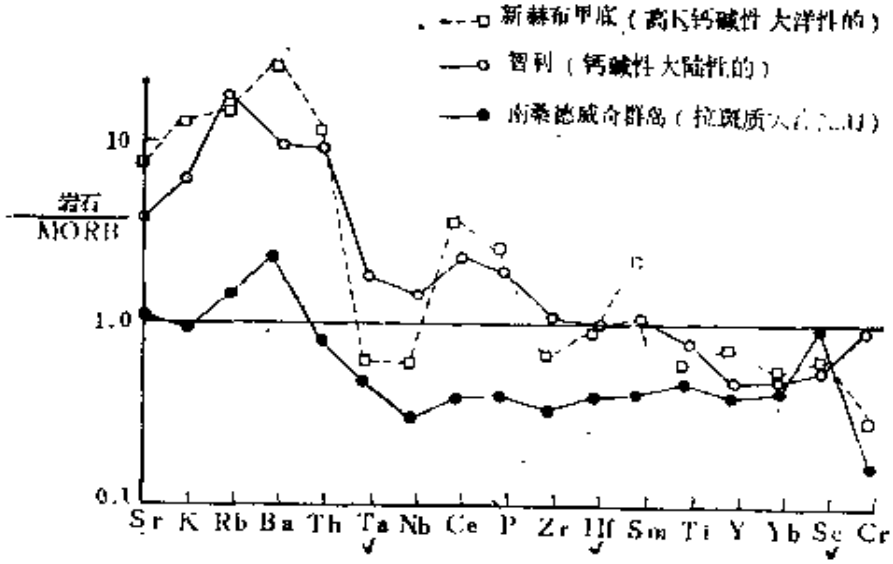


图 2.3 典型火山(岛)弧玄武岩的地球化学型式

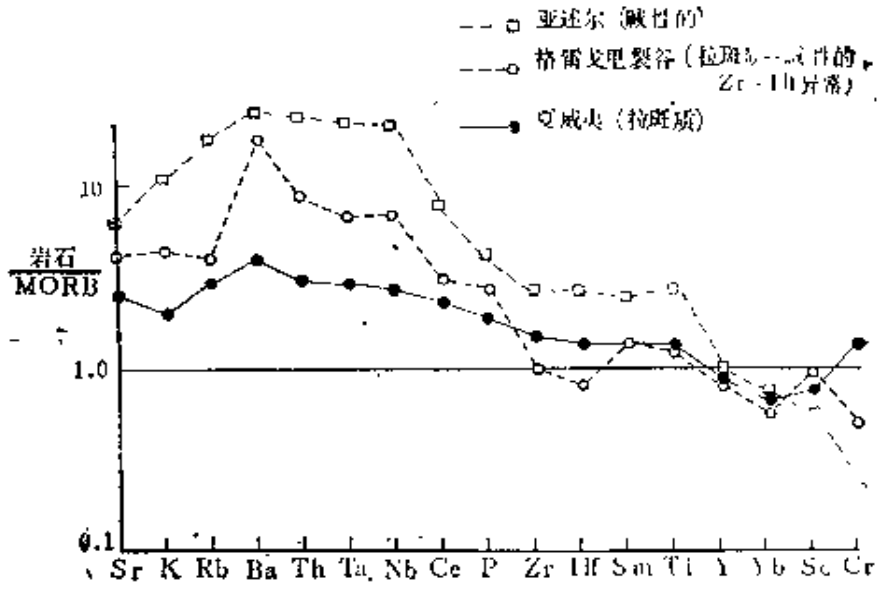


图 2.4 典型板内玄武岩的地球化学型式

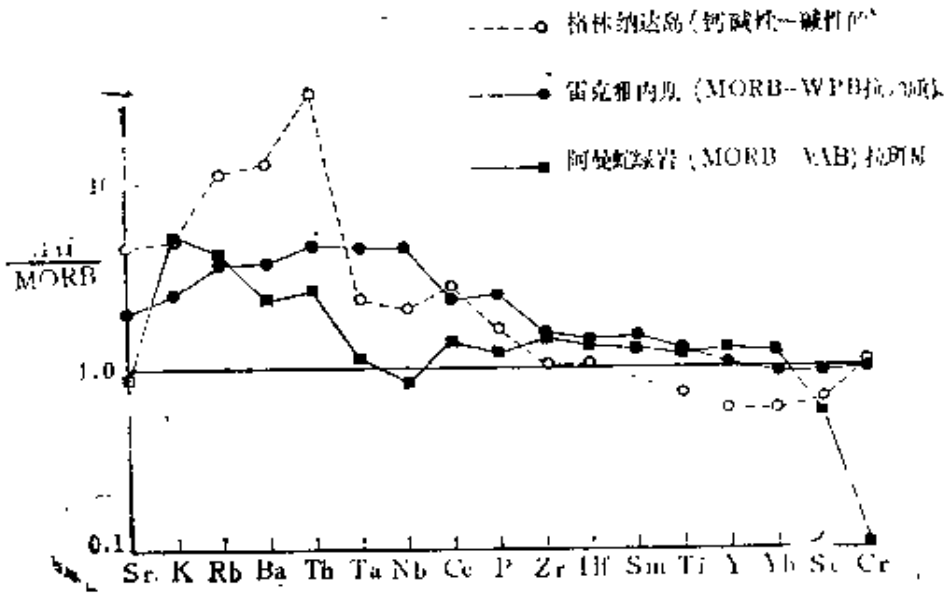


图 2.5 过渡类玄武岩的地球化学型式

(2) 典型的火山（岛）弧玄武岩的地球化学型式见图2.3。又分为两种情况：

拉斑玄武质的火山弧玄武岩（以南桑德威群岛为代表）为“先隆后凹”型式（图2.3），表现为Sr、K、Rb、Ba和Th的选择性富集，以及从Ta到Yb的所有元素的亏损。

钙碱性火山弧玄武岩呈“三隆起”的型式（图2.3），表现

为Sr、K、Rb、Ba、Th的强烈富集，并伴有Ce、P以及Sm的富集，大洋性火山弧的高钾的钙碱性玄武岩（如新赫布里底群岛）的这种“三隆起”型式更加突出，其间Ta、Nb、Zr、Hf和Ti明显亏损。而大陆性火山弧的钙碱性玄武岩（如智利）则Ta、Nb、Zr、Hf和Ti稍有富集，略显近似于拉斑玄武质板内玄武岩的特征。

（3）典型的板内玄武岩的地球化学型式见图2.4。

拉斑玄武质板内玄武岩呈“大隆起”型式（图2.4），除Y、Yb、Sc和Cr之外，所有的元素都富集，而且富集程度由Sr到B逐渐增强及由Th到Ti逐渐减弱。比碱性的洋中脊玄武岩所富集的元素要宽。后者的Zr、Hf、Sm和Ti基本上不富集。

碱性的板内玄武岩呈“双隆起”型式（图2.4），可以看作是碱性的洋中脊玄武岩与拉斑玄武质板内玄武岩的结合，既表现了前者的Ba、Th、Ta和Nb的富集，也显示了后者的Zr、Hf、Sm和Ti的富集。

（4）过渡类型玄武岩的地球化学型式，则表现为相应的端员岩类特征的总和（图2.5）。格林纳达岛玄武岩的型式介于钙碱性的火山弧玄武岩与碱性的板内玄武岩之间，雷克雅内斯洋脊玄武岩的型式介于拉斑玄武质洋中脊玄武岩与拉斑玄武质板内玄武岩之间，而阿曼蛇绿岩的型式则介于拉斑玄武质火山弧玄武岩与拉斑玄武质洋中脊玄武岩之间。

以上这些典型玄武岩的基本特征均指新鲜样品，如果所对比的样品不新鲜，则Sr、K、Rb和Ba的含量将不可靠。

从上述可以看出，不同构造环境下的玄武岩存在差异，这是客观的事实。但对这些规律也不可理解得过死，因为同样类型的玄武岩可以出现于完全不同的构造环境。科列纳（Kröner）1982年曾指出，通过岩浆混合作用或地壳板底垫托作用可能在拉张环境下生成钙碱性岩石，而未必一定在岛弧。此外，时代的影响也很大，太古代不宜轻易使用现代岛弧这个概念。太古代的洋底拉斑玄武岩也不象现代洋中脊拉斑玄武岩中不相容元素那样强烈亏

损（S.S.Sun及R.W.Nesbitt，1977）。

构造环境对玄武岩类地球化学控制性的完满解释尚待进一步研究。目前有各式各样的模式，但基本的因素是部分熔融或分离结晶过程中元素的相容性质以及上地幔的成分及其演化。对这些要有一个最基本的了解。在部分熔融或分离结晶过程中容易被固相所收容的元素称为相容元素；不容易被固相所收容而优先进入与固相共存的液相中的元素称为不相容元素。具体元素并不是一成不变的，要具体情况具体分析。

至于地幔演化的模式，归纳起来，主要有下列三种：

（1）岩石圈板块沉降的模式。为林伍德（Ringwood）1975年提出，由于强烈亏损不相容元素的岩石圈断块沉入下地幔，引起地幔对流，使上地幔顶部出现一个亏损源。板内玄武岩比洋中脊来源深度大，故板内玄武岩中的不相容元素呈富集型。

（2）低速层内垂直分异的模式。为格林（Green）1971年提出，仅在上地幔上部的低速层内部有垂直分异，形成亏损的底部带和富集的顶部带，板内玄武岩来源于富集源。

（3）地幔喷流（plume）的模式，为（Morgan）摩根1972年提出，由地幔的喷气流活动引起地幔对流，造成上地幔不相容元素亏损，洋中脊玄武岩来源于这个亏损源，而板内玄武岩来源于不亏损的下地幔。

三、主要适用于判别板内与非板内玄武岩的图解

（一）Ti/100—Zr—Y·3图解

这个图解（图2.6）是由皮尔斯和坎（J.R.Cann）1973年首先提出来的。他们收集了当代各种构造环境的玄武岩样品200多个，分析了Ti、Zr、Y、Nb和Sr（其中包括大西洋、印度洋和太平洋洋中脊的洋底玄武岩72个；日本伊豆弧和美国南桑威奇群岛等地的岛弧低钾拉斑玄武岩46个；印尼爪哇等地的岛弧钙碱

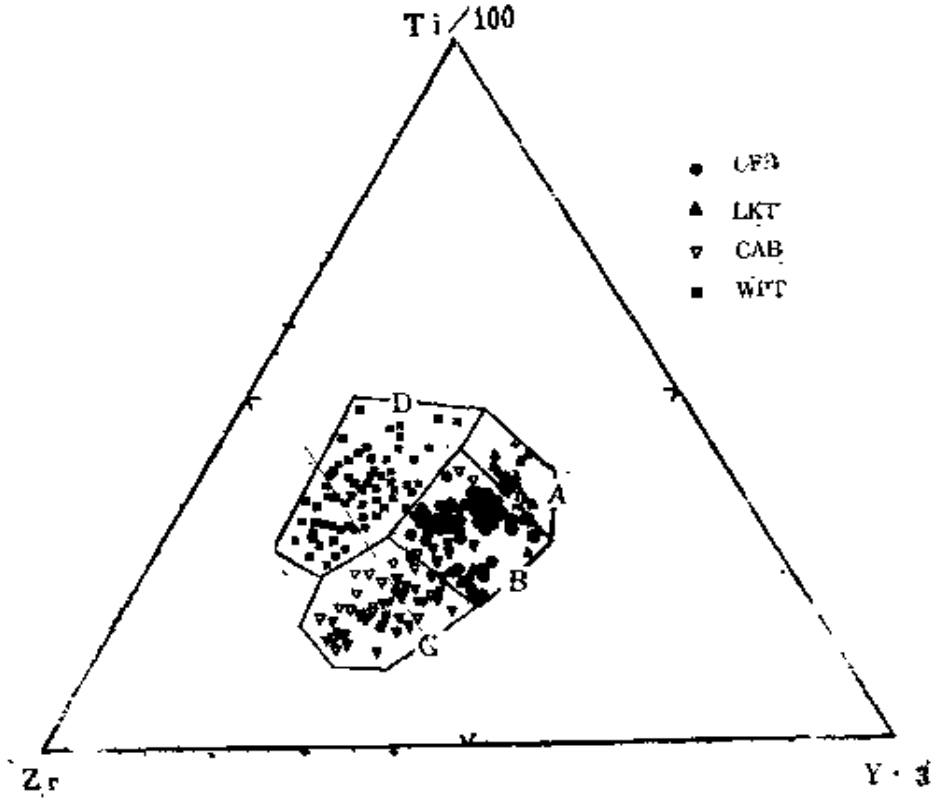


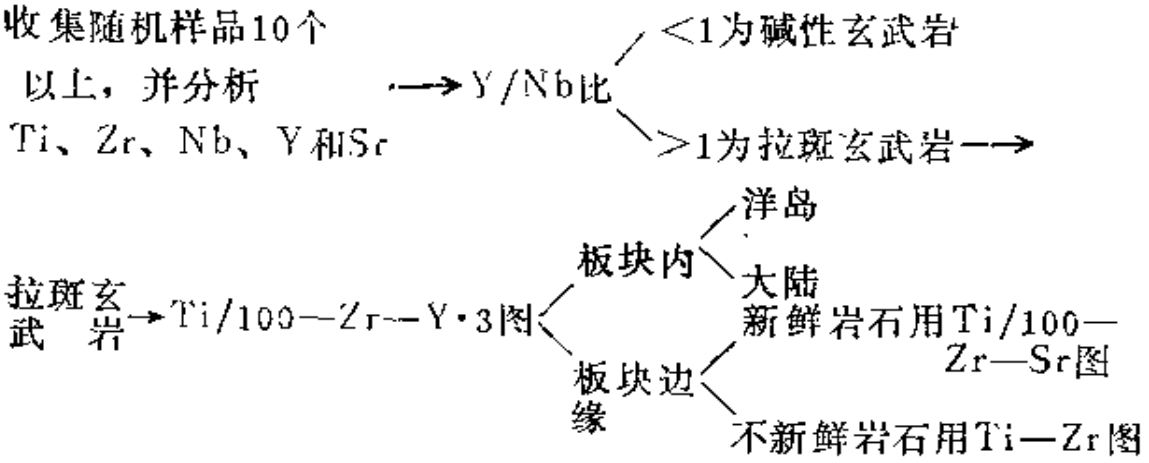
图 2.6 Ti/100—Zr—Y·3图解
板内玄武岩（WPT）落入D区；洋底（洋中脊）玄武岩（OFB）落入B区；岛弧低钾拉斑玄武岩(LKT)落入A和B区；岛弧钙碱性玄武岩（CAB）落入B和C区
（据皮尔斯和坎，1973）

性玄武岩60个；裴济的岛弧橄榄粗安岩9个；太平洋的夏威夷和印度洋的留尼汪等地的洋岛玄武岩78个以及印度德干高原和埃塞俄比亚裂谷等地的大陆玄武岩35个）。不同构造位置玄武岩的平均微量元素成分可列表如下：

表 2.1 各类玄武岩的平均微量元素含量（ppm）

岩类	样品数	Ti	Zr	Y	Nb	Sr
洋底玄武岩（OFB）	72	8350	92	30	5.0	131
岛弧低钾拉斑玄武岩（LKT）	46	5150	52	19	1.5	207
岛弧钙碱性玄武岩（CAB）	60	5100	106	23	2.5	375
岛弧橄榄粗安岩（SHO）	9	3700	52	16	—	1193
洋岛玄武岩（OIB）	78	16250	215	29	32	438
大陆玄武岩（CON）	35	15160	215	29	20	460

基于这些资料，皮尔斯和坎1973年提出了Ti/100—Zr—Y·3，Ti—Zr，Ti/100—Zr—Sr/2和Y/Nb等判别图解。所有图解均采用各有关单元素的ppm值或其他比例关系。Ti(ppm)可用$TiO_2\% \times 6000$获得近似值。他们并提出：对于未知样品来说，可以采用下列判别步骤：



由这个步骤也可以看出，这个Ti/100—Zr—Y·3图解最为有效的是用以区分板块内部（热点）玄武岩与非板块内部玄武岩。前者包括大洋板块内部的洋岛玄武岩和大陆板块内部的大陆裂谷玄武岩，它们均以相对高钛、高锆而贫钇为特征。参阅原图中的原始投点，可以发现板内与非板内的界限比较明显，而洋底玄武岩、岛弧低钾拉斑玄武岩和岛弧碱性玄武岩的投点在A、B和C区则有一定程度的混杂，所以此图对后者的判别效果较差。

皮尔斯1984年再次强调这个图解可以明显地把玄武岩分出来，有效率达95%以上。他认为这反映了地幔成分的不均一性。板内玄武岩显然来自富集型的地幔源，这里相对富集了所有与石榴二辉橄榄岩不相容元素（即除了Y、Yb、Sc和Cr之外的所有元素）。在这个图解上，富集程度愈高，愈远离Y角；而分异作用一般使成分向Zr角演化。

对于太古宙，或者显生宙变薄了的大陆岩石圈内部喷出的玄武岩来说，问题比较复杂。某些板内玄武岩可能变异为洋中脊玄武岩成分（如摩洛哥中生代粗玄岩），或变异为火山岛弧玄武岩

成分（如英国的马尔岛）。

（二）Zr/Y—Zr图解

此图为皮尔斯和诺里（M.Norry）1979年编制的。他们收集大量已发表和未发表的现代玄武岩资料，从反映成因的观点出发，编制成图（图2.7）。不仅可用来判别玄武岩类的大地构造位置，同时还可以根据某岩系投点的分布规律来判断岩石的成因（部分熔融抑或分离结晶）以及源区性质等。

此图的编制原则类似于特里尤尔和布朗（Treuil 和Joron，1975）为稀土元素而设计的La/Sm对La图解（参看本书第三章的图3.15）。这类图解反映了恢复原岩工作达到了一个新的高度。它们不是一个实际资料的简单堆砌和经验性的划分，而是基于元素在固相/熔体间的分配系数所反映的岩石成因信息，在理论指导下的归纳。皮尔斯和诺里在圈定本图的各边界线时，不仅考虑实际投点，而且进行了大量有关分配系数与成岩定量模型的理论计算（详见原文）。从而得到了与特里尤尔与乔朗类似的图解

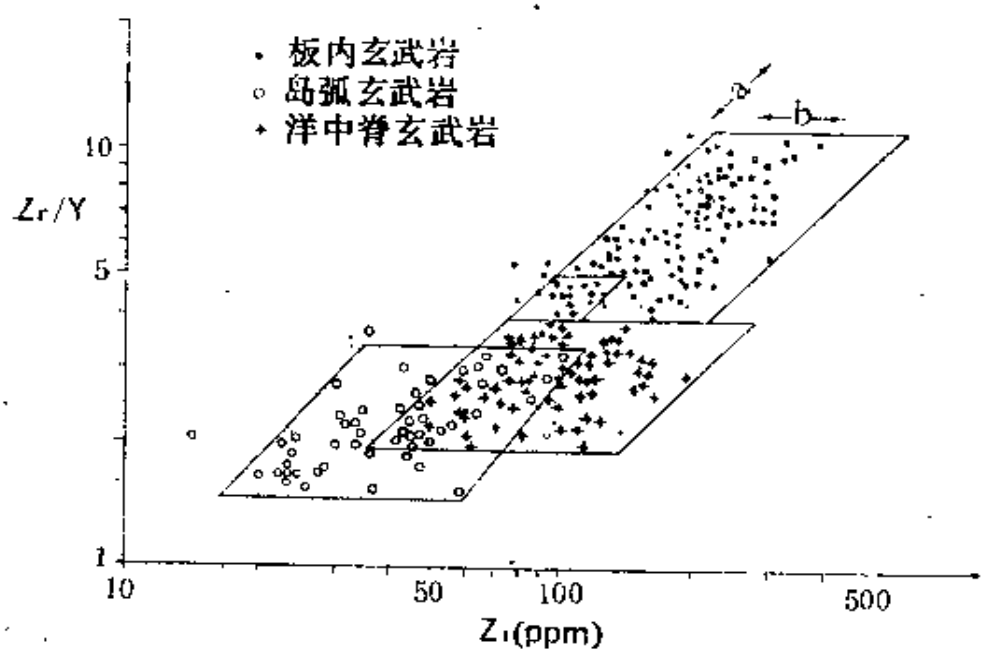


图 2.7 Zr/Y—Zr图解
（据皮尔斯和诺里，1979）

和结论。图中a、b两个矢量的成因意义是，斜的a矢量方向代表岩石的部分熔融程度和源区的性质，而水平的b矢量方向则反映结晶分异的演化趋势。

皮尔斯和诺里发现下列规律：

（1）从洋中脊玄武岩到板块内（热点）玄武岩（后者包括大陆与洋岛玄武岩），Zr/Y的比值逐渐增高，基本连续，这反映它们来源于一个“富集型”母源，部分熔融的程度逐渐降低。

（2）岛弧玄武岩（主要指大洋型火山弧）的Zr和Zr/Y比值均低，而且和其它两个区不连续，这反映它来源于一个“亏损型”母源，而且部分熔融的程度较高。

（3）快速扩张的洋中脊玄武岩，由于开放体系下分离结晶作用的结果，可以有比慢速扩张的洋中脊玄武岩更高的Zr，而其Zr/Y比相似。

在理解了这个图的编制原则之后。我们就不应当把三个主要构造位置之间的分界线看得太死。对板内玄武岩很有把握，而洋中脊玄武岩则与岛弧区以及与板内区之间均有重叠区，甚至可能有的点投在区框之外。对岛弧玄武岩仅指像汤加和新赫布里底那样的大洋性火山弧，而对于象北海道和新几内亚那样的大陆性火山弧来说，则并不贫Zr，在本图上将落入洋中脊区或板内区。

这是一个很好的图解，皮尔斯（1984）竭力推荐，它既有广泛的实际基础，又有较严谨的理论基础。既可用于判断玄武岩形成的构造环境，又可用于研究岩石的成因演化关系。当然，在用于成因研究，进一步分析源区性质、熔融量以及分异作用过程时，就更需要系统样品，对不同岩系分别测定较多的样品，以便掌握其变异趋势。同时还应当配合使用别的图解，例如皮尔斯和诺里（1979）配合使用了Ti—Zr，Y—Zr和Nb/Zr等图解。

本图解是以现代玄武岩为主编制的，因此，在用于古代变质的玄武岩时应持审慎态度。不过，Zr、Y、等都是惰性组份，所以原作者甚至认为本图解可以应用于帮助解决“蚀变火山岩”的成因与喷发环境等问题。在投图时还应注意其非等间距的对数座

标。

使用本图解时，还要注意样品中不应含早期斑晶或其它早期的堆晶集合体，否则将干扰分配系数的理论计算，影响对岩石的成因分析。

（三）Ti/Y—Nb/Y图解

这个图解是皮尔斯1982年提出，1984年作了修改（图2.8）。他在1973年已经指出（参看Ti—Zr—Y图解及其说明）：Ti/Y是区分板内玄武岩和其它类型玄武岩的最好指标；而Nb/Y则是判别拉斑玄武岩与碱性玄武岩最有用的比值之一，这个图解把这两个变化趋势都体现出来了。同时，Y（如同Yb一样）作为一个与地幔不均一性无关的元素，也是大多数部分熔融和分离结晶事件的弱不相容元素；因而Ti/Y和Nb/Y这两个比值，可以使地幔不均一性突出地显示出来，而又只受到后来的熔融和分离结晶过程中差异的微弱影响。这就意味着，在这个图解上，投点的变化主要体现源区的差异：如Ti/Y和Nb/Y比值小，则来自于亏损源。

本图解主要用于判别碱性玄武岩和拉斑玄武岩系列，用于区分板内与非板内玄武岩。而对于判别岛弧玄武岩与洋中脊玄武岩，则不适用，它们有很大的重叠区。同时对于低的Nb/Y值部

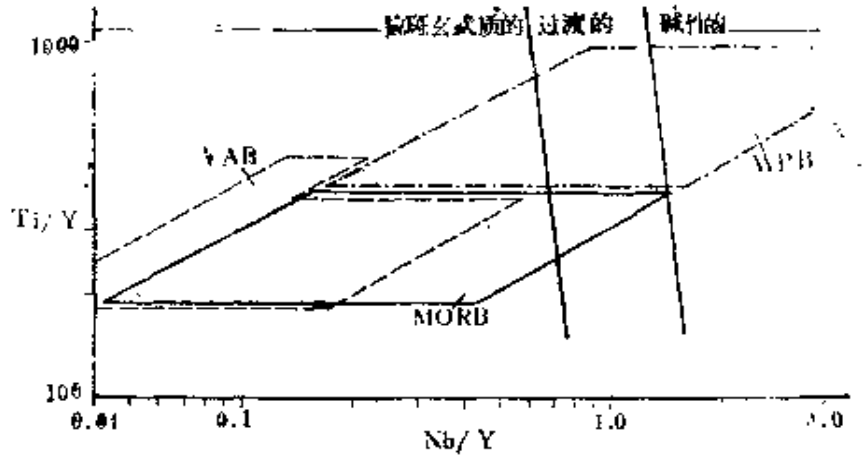


图 2.8 Ti/Y—Nb/Y图解

（据皮尔斯，1984）图中代号请参看图2.1

分来说，由于测定的误差较大，所以左下角这一小部分的边界是不准确的。

四、主要适用于判别岛弧与非岛弧玄武岩的图解

（一）Hf/3—Th—Ta图解

这个图解（图2.9）是由伍德（D·A·Wood）1980年提出的。他收集整理了以现代不同构造位置玄武岩为主的火山岩样品2740余个，当时是为解决英国第三纪火山岩的成因而设计的。这个图解对于判定减消板块边缘的火山岛弧型火山岩特别有效。大

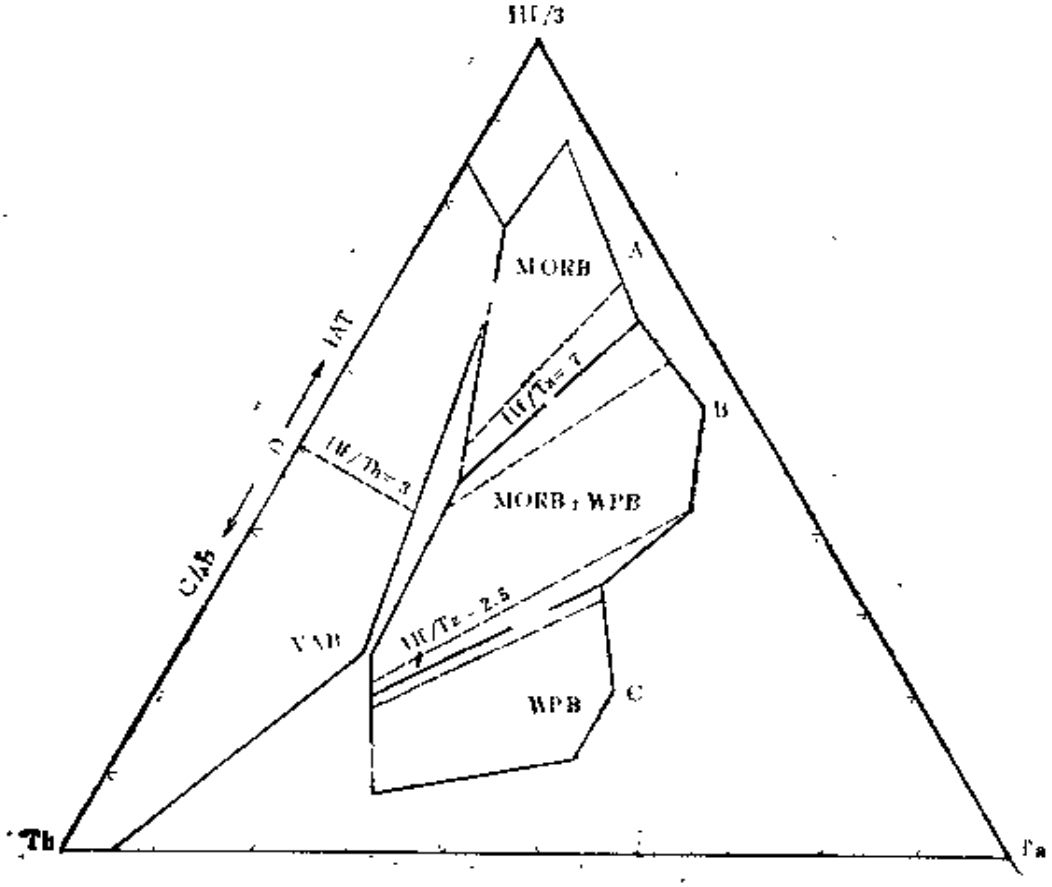


图 2.9 Hf/3—Th—Ta图解

图中MORB为洋中脊玄武岩，WPB为板块玄武岩，VAB为火山弧玄武岩，后者又分为岛弧拉斑玄武岩(IAT)和钙碱性玄武岩（CAB）（据D.A.伍德，1980）

家知道岛弧型火山岩的特征是Sr、K、Rb、Ba和Th（钙碱性的再加上Ce、P和Sm）的富集，以及Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、Y和Nb的亏损（参看图2.3）。考虑到Sr、K、Rb和Ba容易活动的特性，所以伍德选择了Hf、Th和Ta三个组份。还因为部分熔融和分离结晶对Hf、Th和Ta的影响不大。

消减板块边缘岛弧型火山岩（VAB)落入D区，内部又以Hf/Th＝3为界，可以区分开岛弧拉斑玄武岩（IAT）和岛弧钙碱性玄武岩，（CAB），这是本图解的一个重大成果和一大特色。钙碱性玄武岩自然最靠近三角图的Th角。正常洋中脊玄武岩（N型MORB）相对来说最靠近Hf角，落入A区。富集型洋中脊玄武岩（拉斑玄武岩质或者碱性玄武质）（E型MORB），其Th和Ta也富集，便与板内拉斑玄武岩不易区分，均落入B区。而碱性的板内玄武岩（常见于大陆裂谷区）（WPB）以亏损Zr、Hf为特征，自然远离Hf角，落入C区。A区与B区的分界约在Hf/Ta＝7左右，而B区与C区的分界约在Hf/Ta＝2.5左右。

皮尔斯1984年评介说，这个图解可以把火山弧与非火山弧岩石明显分开，主要是Th/Ta比，但也需结合地质背景慎重对待。如塞浦鲁斯的特鲁多斯地块玄武岩落入VAB区，但考虑到它下部有典型的席状岩墙群，又缺乏派生的中酸性岩石，所以推测这是一个超覆于消减带之上的扩张轴。

原作者伍德承认，这个图解不可能区分开E型的洋中脊玄武岩与板内拉斑玄武岩。在这种情况下，如配合使用皮尔斯的Ti/100—Zr—Y·3图解，将会取得较好的效果。

美国东南部有一个亚拉巴马山前盆地，发育一套下古生代斜长角闪岩。斯托（S.H.Stow）等人1984年应用了伍德的这个图解，投点形成了一个从正常的洋中脊玄武岩到富集型洋中脊玄武岩的系列，说明这里曾经有一个大洋裂谷构造环境。

（二）Th/Yb—Ta/Yb图解

这个图解（图2.10）为1982年皮尔斯在《安山岩》一书中提

出（见原书539页图8）。它与伍德1980提出的Hf/3—Th—Ta图解有异曲同工之效。同样强调了火山岛弧与非岛弧火山岩中Th和Ta的不同比例关系，所不同的只是皮尔斯用了Yb作为一个标准因子，同时不象伍德那样使用百分浓度三角图，而是改用对数直角座标体系。

这个图解也是对确定消减性板块边缘的岛弧型火山岩特别有效，而对板内和洋中脊玄武有重叠区。岛弧火山岩区（VAB）进一步分出岛弧拉斑玄武岩（IAT）、钙碱性玄武岩（CAB）和橄榄粗安岩（SHO）。从投点来看，规律性是明显的，但是

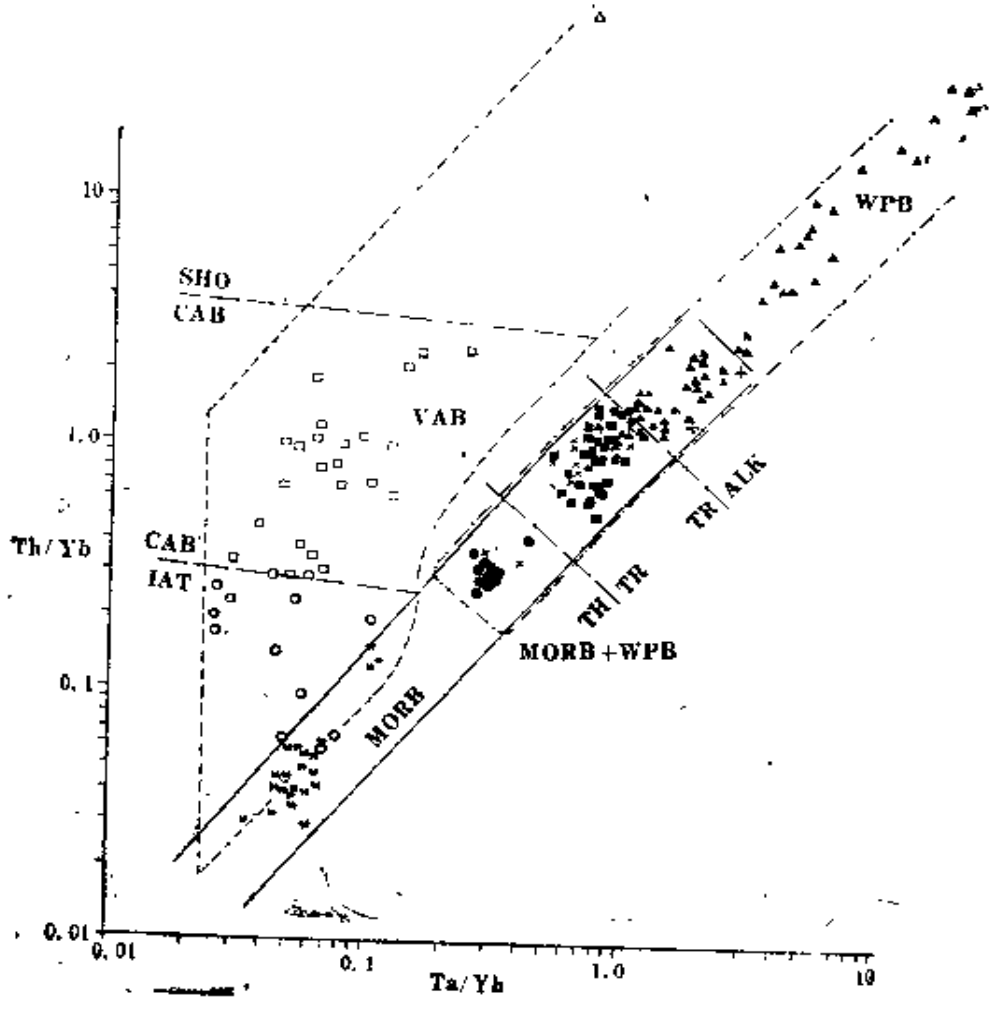


图 2.10 Th/Yb—Ta/Yb图解

图中VAB为火山弧玄武岩（虚线内），又分为岛弧拉斑玄武岩（IAT）、钙碱性玄武岩（CAB）和橄榄粗安岩（SHO）；MORB为洋中脊拉斑玄武岩（实线圈定）；WPB为板内玄武岩（点划线内），又分为拉斑玄武质的（TH）、过渡的（TR）和碱性的（ALK）三类（据J.A.皮尔斯，1982）

体分界位置有过渡性。洋中脊玄武岩区（MORB）内也是如此：＊代表拉斑玄武质（TH，也即N型MORB）；×代表过渡的洋中脊玄武质（TR，即E型MORB）；＋代表碱性的洋中脊玄武质（ALK）。板内玄武岩区（WPB）有同样明显的规律性：·代表拉斑玄武质板内玄武岩（Th）；■代表过渡的板内玄武岩（TR），▲代表碱性的板内玄武岩(ALK)。注意图上投点，E型洋中脊玄武岩跨越了拉斑玄武质板内玄武岩与过渡的板内玄武岩区，二者无法区分，与Hf/3—Th—Ta图解存在同样的缺点。

原作者皮尔斯应用这个Th/Yb—Ta/Yb图解以及Cr—Y图解研究阿曼中生代蛇绿岩套时取得了很好的效果（参看《安山岩》545页图16）。阿曼白垩纪的枕状熔岩及其派生熔岩在这个图解上落入岛弧拉斑玄武岩区，但是其下的晚三叠纪斜长角闪岩则与岛弧熔岩显著不同，它们落入洋中脊玄武岩区，应属于标准的古特提斯洋壳。从而为表明这里是带有小的消减带的弧后洋壳提供了佐证。可见，阿曼蛇绿岩套的地球化学研究对于重建古特提斯海以及其后的弧盆体系肯定有重要的意义。

（三）Th—Ta图解

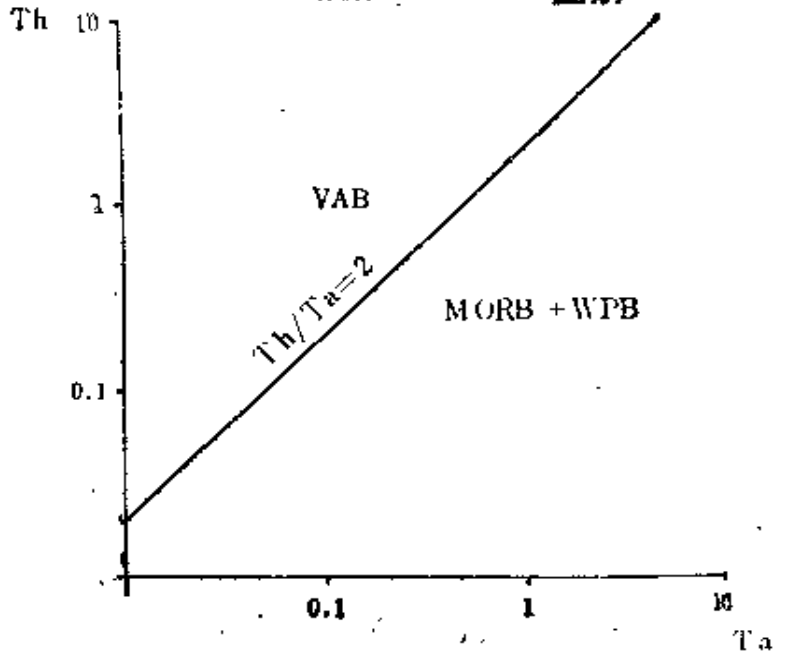


图 2.11 Th—Ta图解
VAB为火山（岛）弧玄武岩，MORB为洋中脊玄武岩WPB为板块内玄武岩（据伍德、乔朗和特里尤尔，1979）

（图2.11）为伍德、乔朗和特里尤尔（Joron和Treuil）1979年提出，仅仅考虑Th/Ta的简单比值便可以把岛弧与非岛弧火山岩区分开来，分界线为Th/Ta=2，整个地球的平均值也落在这条线上。可以认为，这个图解是Hf/3—Th—Ta图解和Th/Yb—Ta/Yb图解的前身。

（四）Ti—Zr图解

这个图解的最初样式（图2.12a）是皮尔斯和坎1973年提出的，后来皮尔斯在1981及1982又改变为图2.12b的样式。

最初的Ti—Zr图解不包括板内熔岩，主要是用来区分岛弧熔岩与洋中脊（洋底）玄武岩。其使用步骤与范围可参看Ti—Zr—Y图的说明。这个图一度应用很广，但由于岛弧与洋中脊有重叠区，投点位置又受结晶分离作用的干扰，所以后来逐渐被Hf—Th—Ta图解、Cr—Y图解等所代替。

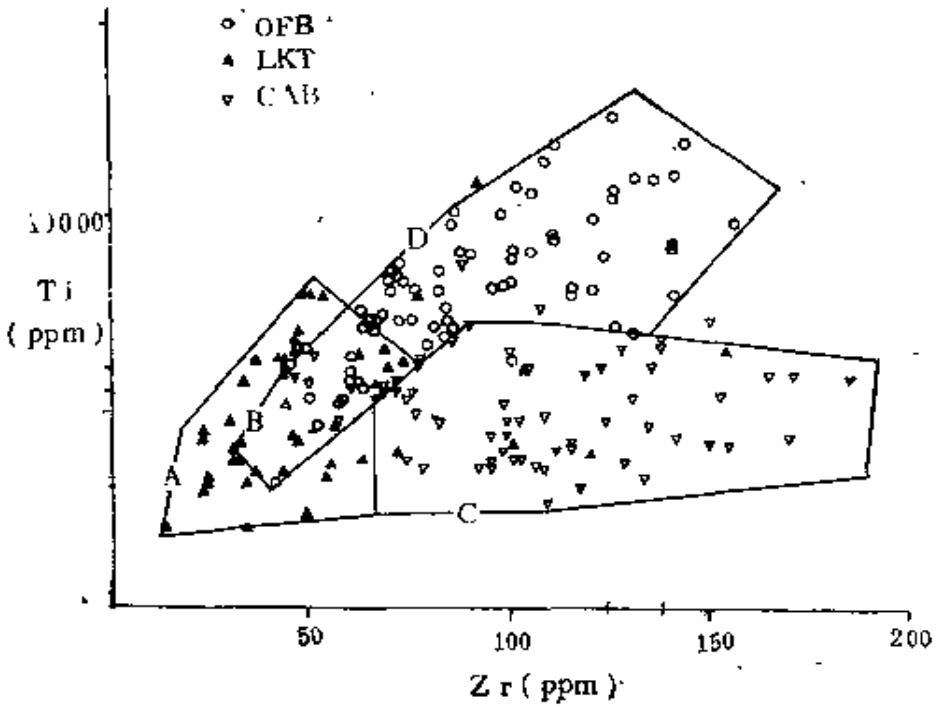


图 2.12a Ti—Zr旧图解
洋底玄武岩（OFB）落入D和B区，岛弧拉斑玄武岩（LKT）落入A和B区，钙碱性玄武岩和安山岩（CAB）落入C区（据J.A.皮尔斯和坎，1973）

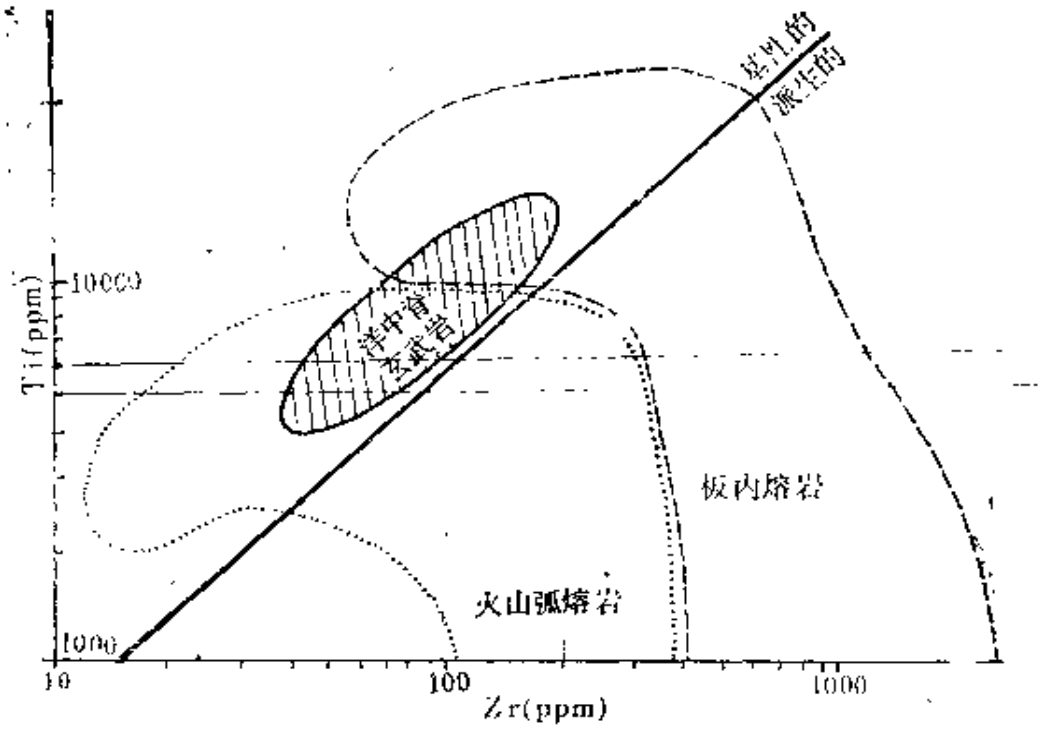


图 2.12b Ti—Zr新图解

（据J.A.皮尔斯，1982）

这个图解的优点在于能够表现岩浆分异演化中广泛的成分变化范围，随着含钛氧化物的结晶和分离，使岩浆岩系列中Ti/Zr比值逐渐降低。图解左上部是基性熔岩，而在右下部可以包括所派生的各种中酸性熔岩。在系统取样的基础上，研究各岩系的分异演化系列是这个图解的一个新用途。

皮尔斯等从1979年以后，用这个图解研究岛弧地区和板块内部各典型岩系的分异演化系列，从而得出图2.12b的样式。开始把这个图解扩大到板内玄武岩及其派生系列。而洋中脊玄武岩由于派生岩石极不发育，所以只圈定了洋中脊玄武岩区。在大量取样并研究其演化系列的基础上，可以把三种主要构造环境的熔岩系列区分开。

（五）Ti/100—Zr—Sr/2图解

图2.13也是皮尔斯和坎（1973）与Ti/100—Zr—Y·3图解等同时提出的。是在收集整理了现代各种构造环境的200多个玄武

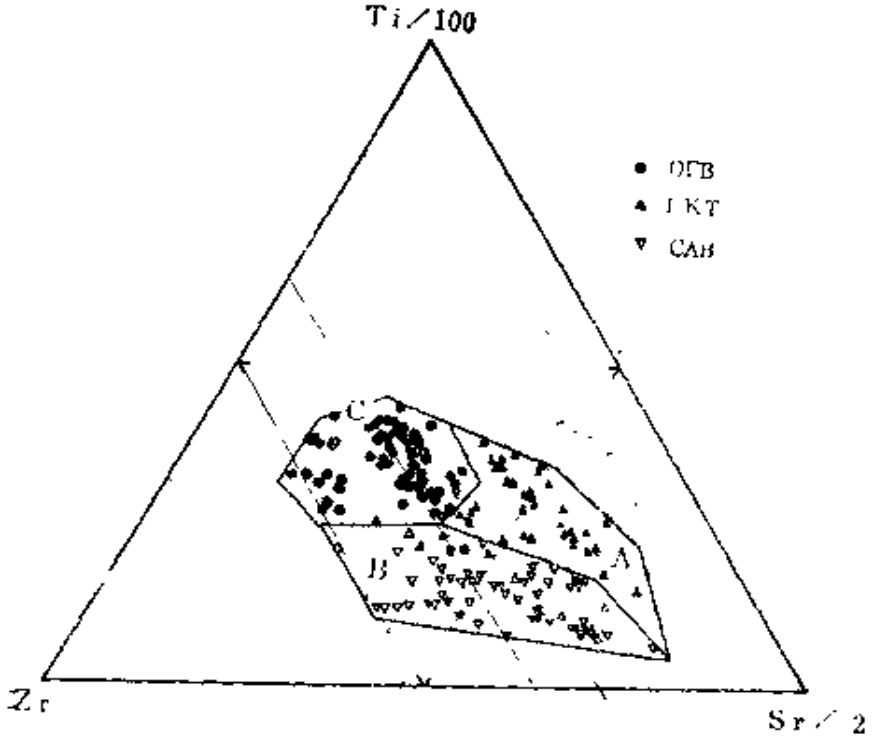


图 2.13 Ti/100—Zr—Sr/2图解

洋底玄武岩（OFB）落入C区；岛弧低钾拉斑玄武岩（LKT）落入A区；钙碱性玄武岩（CAB）落入B区。（据皮尔斯和次1973）

岩样品的基础上得出来的（详见Ti/100—Zr—Y·3图的说明）。Ti、Sr和Zr均用ppm值（Ti的ppm值可以用TiO_2重量%乘以6000获得近似值），为了使三个数值不至于相差太大，故Ti取百分之一，Sr取二分之一，然后将三者换算为百分数，再投图。

Ti/100—Zr—Y·3图解主要区分板内与板块边缘的玄武岩，而Ti/100—Zr—Sr/2图则主要用于对板块边界玄武岩的再分。从图上的原始投点可以看出，洋底（洋中脊）玄武岩（落入C区）与岛弧玄武岩的判别效果较好；而岛弧低钾拉斑玄武岩（A区）与岛弧钙碱性玄武岩（B区）则判别效果差一些。同时，由于Sr在低温蚀变作用下有一定的活动性，所以用于这个图解判别的样品要求十分新鲜，尽可能避免后期低温蚀变，这使本图解的适用性受到很大的限制。

皮尔斯1976年曾列举了各种蚀变对海相玄武岩成分的影响（表2.2）。

表 2.2 玄武岩经受蚀变时元素的活动性

	海底风化	空气中风化	细碧岩化
非常活动的	$+H_2O$, $+Fe_2O_3/FeO$, $+K_2O$, $-CaO$, $-MgO$	$-CaO$, $-Na_2O$, $-MgO$, $-K_2O$, $+H_2O$	$-CaO$, $-Al_2O_3$, $+H_2O$
活动的	$-Na_2O$, $-SiO_2$ $+\Sigma Fe$, $+TiO_2$	$-SiO_2$	$+Na_2O$, $+SiO_2$ $+(MgO+FeO)$, $-K_2O$
惰性的	Al_2O_3	ΣFe, Al_2O_3 TiO_2	TiO_2, Fe_2O_3/FeO

由表2-2可见，除了H_2O和K_2O、Na_2O之外，CaO在各种蚀变作用下也是非常活动的。而Sr和Ca有很类似的地球化学性质。所以，虽然Sr可明确区分不同构造环境的玄武岩（参看Ti/100—Zr—Y·3图说明），但它仅仅适用于极少蚀变的非常新鲜的样品，当然并不排除未遭受蚀变的等化学的中深变质岩石。

（六）Cr—Y图解

这个图解（图2.14）也是J.A.皮尔斯1981及1982年提出来的。和Hf—Th—Ta图解一样，也主要用于区分岛弧与非岛弧火山岩。不过，并不是表现岛弧玄武岩中Ta的亏损，而是以其中Y的亏损为横座标，纵座标采用指示分异作用的相容元素Cr（或Ni）。所以这个图解的另一个功能是反映成岩过程的部分熔融和结晶分异作用的程度。

图解可以把低Y的岛弧拉斑玄武岩（IAT）和洋中脊拉斑玄武岩（MORB）明确区分开。但对于象日本北海道那样喷出于大陆性火山岛弧的钙碱性玄武岩来说，Y不太亏损，则与洋中

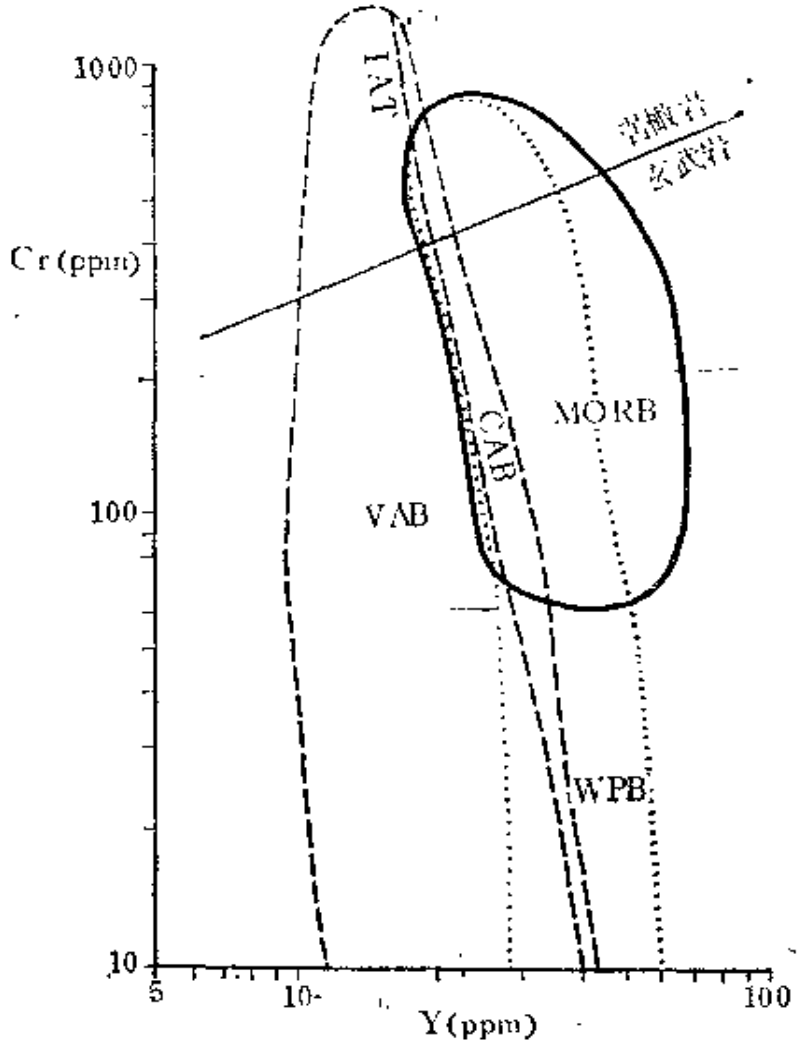


图 2.14 Cr—Y图解

图中的VAB为火山弧玄武岩(虚线圈定)，内部又分为岛弧拉斑玄武岩(IAT)和碱性玄武岩(CAB)，MORB为洋中脊拉斑玄武岩(实线圈定)，WPB为板块内玄武岩（点线圈定）(据J.A.皮尔斯，1982)

脊及板内玄武岩有一个重叠区，在这种情况下，可以靠别的图解（如Hf—Th—Ta图解）来区分。

这个图解的另一特色在于它的成岩意义。Cr和Y这两个元素看来并不受地幔不均一性的影响，所以在此图上的投点位置，并不表现源岩来自亏损源或者富集源，而是取决于部分熔融量以及分离结晶的程度。部分熔融趋势大致与横座标Y轴平行，在MORB到VAB范围内，从右到左大约为地幔熔融5%—40%。在消减带

之上的地幔处在更富含水的条件下，受到更高程度的部分融熔，所以火山弧玄武岩显示了Y的更强烈的亏损。分离结晶的趋势则大致与纵座标Cr轴平行，随着橄榄石和铬尖晶石的分离结晶，Cr值愈来愈减小，同时Y值略有增加。可见，这类图解对于分析研究成岩过程很有意义。J.A.皮尔斯（1984）强调，在研究太古宙岩石时，在构造环境的影响不明朗的情况下，必需同时分析研究其成岩过程。当然，这就要求系统取样，并最好结合理论计算。

使用这类图解时有一点值得注意，它和以元素比值作为座标的图解或者以元素百分浓度所做的三角图解不同，这里的座标值为元素ppm值的对数。因此含早期堆晶的玄武岩可能会严重偏离理论上的液体成分，以致斑晶发育的洋中脊玄武岩或者板内玄武岩可能会投入到火山岛弧玄武岩区。

（七）Ni—Y图解

此图（图2.5）原是由克雷福特和凯斯（Crawford和Keays）

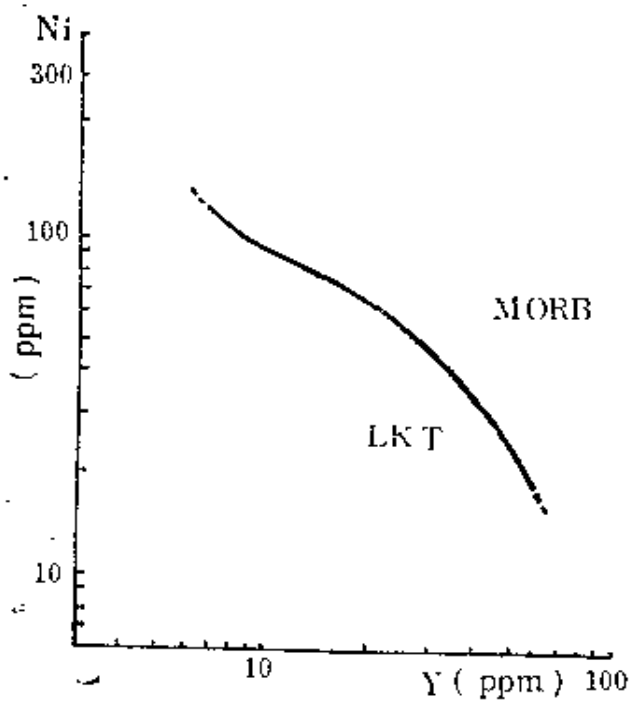


图 2.15 Ni—Y图解

MORB为洋中脊拉斑玄武岩，LKT为岛弧低钾拉斑玄武岩
（据卡皮特里等人，1980）

1978年提出的，这里采用的是卡皮特里（Capedri）等1980年的修订图解。和J.A.皮尔斯（1975）的Ti—Cr图解及其1982年的Cr—Y图解有类似的功能，此图解也主要用来区分洋中脊玄武岩(MORB)和岛弧低钾拉斑玄武岩(LKT)。此外，根据岩系中投点的分布规律，可以帮助进行成岩过程的分析(参照Cr—Y图解)。

（八）Ti—Cr图解

J.A.皮尔斯1975年在研究塞浦路斯第三纪蛇绿岩套时首先使用了这个图解。同时他将J.A.皮尔斯和坎1973年文章中样品的分析结果也投入此图（图2.16），从而得到了一条洋底（洋中脊）玄武岩（OFB）与岛弧低钾拉斑玄武岩（LKT)的分界线，所以本图仅限于判别这两个特定的构造环境。

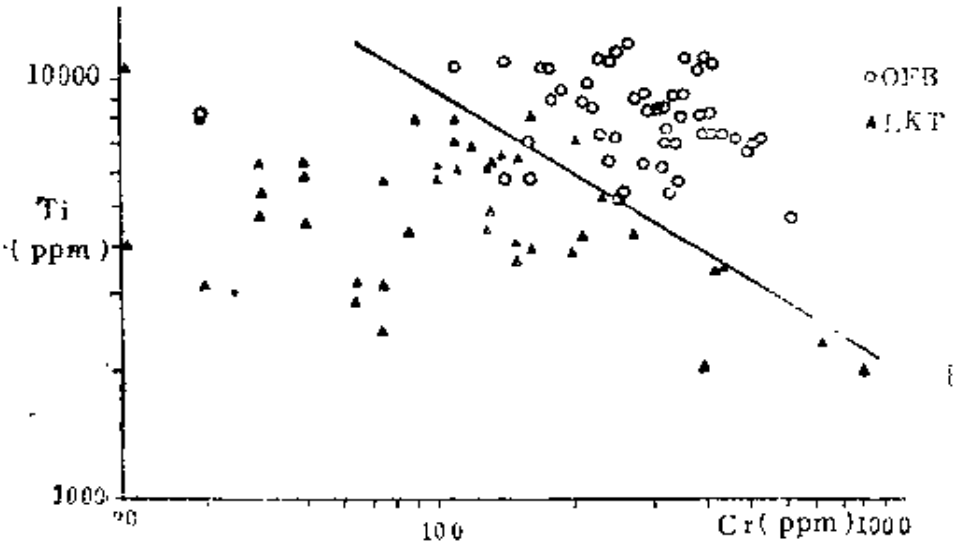


图 2.16 判别洋底玄武岩（OFB）
与岛弧低钾拉斑玄武岩（LKT）的Ti—Cr图解
（J.A.皮尔斯，1975）

这个图解是用Ti和Cr的ppm值，按对数间距直接投图。目的是有针对性地判别洋中脊和岛弧这两种特定构造环境下的拉斑玄武岩。所以在使用这个图解之前，应当首先根据别的图解（例如Ti/100—Zr—Y,3图解或Zr/Y—Zr图解等），排除板内玄武岩和碱性玄武岩。

使用这个图解时，绝不可只依靠少数投点而过分地迷信这一条分界线。由图上可见，其原始投点就是互有渗透的。J.A.皮

尔斯判断塞浦路斯上部枕状熔岩系基本上属于岛弧拉斑玄武岩系，其个别投点也跨入线的右上方洋底玄武岩区。A.Hynes1982年在研究加拿大新魁北克早元古代绿片岩时，也曾利用这个图解，发现Chukotat群熔岩系基本上属于洋底玄武岩，但也有少量投点跨入岛弧拉斑玄武岩区。

Cr在低温蚀变作用下也是一个比较稳定的惰性组份(Bloxam及Lewis，1972)。所以这个图解可以应用于变质玄武岩。由于一般认为太古代没有显生宙样式的板块和俯冲带，所以本图解用于太古代时仅供参考。

洋中脊和岛弧地区都可以有大洋拉斑玄武岩，按主要元素难以区分。一般来说，洋中脊玄武岩比岛弧拉斑玄武岩含有更多的Ti、Cr和Zr，所以这个图解的应用效果还是比较好的。

此图解和Cr—Y图解有相似的效果与问题，在反映变薄了的岩石圈上的喷出岩的构造位置方面，不十分可靠。

五、强调使用主要元素的图解

（一）Al_2O_3、TiO_2、Zr、V、Ni和Cr对100Mg/（Mg+Fe*）图解

吉尔和布里奇沃特(Gill和Bridgwater)，1979年在研究西格陵兰早太古代基性岩浆活动时，和现代低钾拉斑玄武岩进行了对比。为了同时了解岩浆在分异演化过程中的成分变化，他们强调了Mg（Mg=100Mg/（Mg+Fe*），并假设$Fe_2O_3=0.15\Sigma FeO$，或者$Fe^*=0.865\Sigma Fe$)。在Al_2O_3、TiO_2、MnO、P_2O_5、Zr、V、Co、Ni、Cr、Sc、La和Yb等元素相对于Mg的变异图解上进行了对比。我们只选择了其中的Al_2O_3、TiO_2、Zr、V、Ni和Cr对Mg的六个变异图解（图2.17a和2.17b）。

原作者综合大量资料在这些图解上划出了现代洋中脊拉斑玄武岩（MORB）与岛弧拉斑玄武岩（IAT）的成分区。从图上可看出，二者的分野一般是明确的。同时，原作者还利用这些图解

重点研究了西格陵兰的阿梅拉里克岩墙群，这些岩墙群下伏于30亿年的马伦表壳岩之下，又侵入于37亿年的阿密佐克灰色片麻岩之中，是侵位于早期稳定大陆壳之中已知最早的基性岩浆活动。和现代玄武岩相比，阿梅拉里克岩墙群的成分变异较大，构造位置难以和现代玄武岩相类比。吉尔和布里奇沃特1979年认为部分岩墙是遭受了后岩浆阶段蚀变或洋底变质作用的影响，主要表现为富K_2O和CaO/Al_2O_3比值的降低。原始岩墙的CaO/Al_2O_3为0.8左右，这类似于现代洋中脊玄武岩。

查德威克（Chadwick）1981年又研究了西格陵兰阿梅拉里

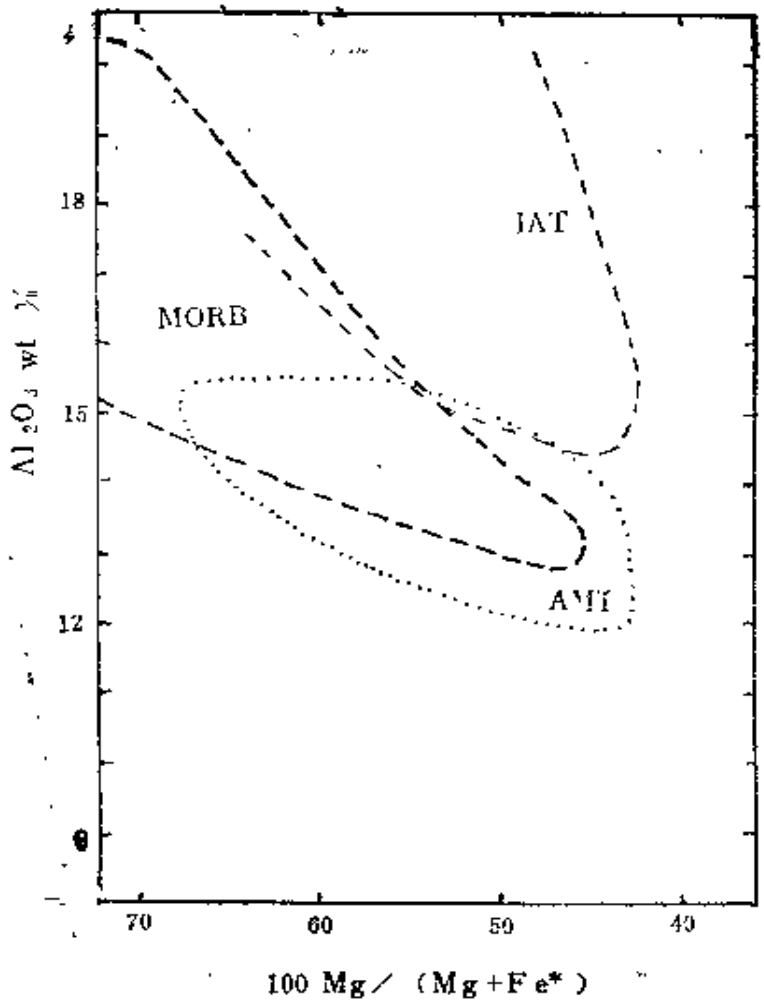


图 2.17a Al_2O_3—100Mg/（Mg+Fe*）图解

图中的AMT为原作者所研究的太古宙变质拉斑玄武岩，MORB为洋中脊拉斑玄武岩，IAT为岛弧拉斑玄武岩（据吉尔和布里奇沃特，1979）

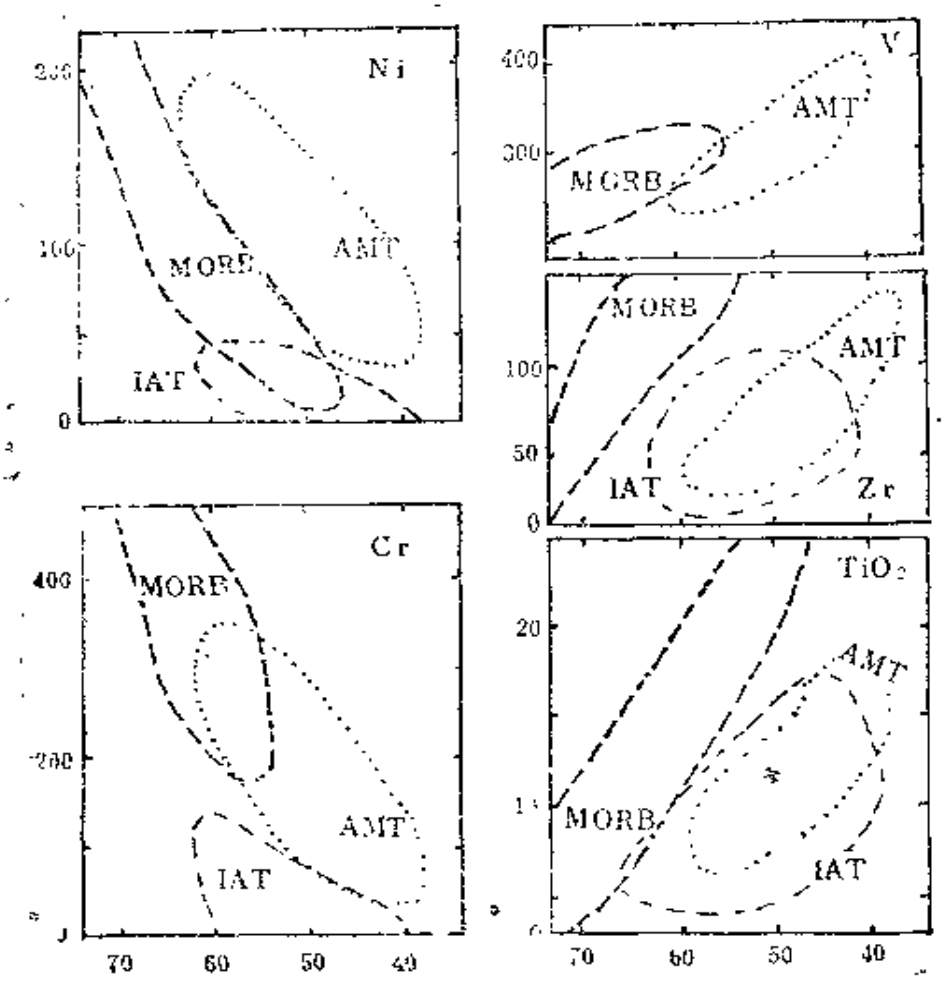


图 2.17b Ni、Cr、V、Zr和TiO_2对100Ma/（Mg+Fe*）图解

图中的AMT为原作者所研究的太古宙变质拉斑玄武岩

（据吉尔和布里奇沃特，1979）

克岩墙群及其上的马伦表壳岩。他认为太古代变质基性岩构造位置上的不确定性是普遍性的，不仅是使用上述图解，使用皮尔斯和坎1973年、皮尔斯1976以及皮尔斯和诺里1979等图解都有不确定性，太古代斜长角闪岩往往表现为有介于现代洋中脊与岛弧拉斑玄武岩之间的情况。和现代低钾拉斑玄武岩相比，太古代斜长角闪岩更富含Fe、Cr和Ni（Glikson（1971）及Gill（1979）等注意到这一点）。对此，通常归因于太古代的地幔源更富含Fe、Cr和Ni，或者是由于更高度的部分熔融的结果。这也说明，不

考虑地幔成分的演变是不行的。

查德威克1981年还在这些图解上标出了现代大陆边缘盆地玄武岩的成分区，并发现马伦表壳岩的成分区与之相近。

查德威克等人的上述工作表明，太古代玄武岩与现代玄武岩的对比必须持慎重态度，要多应用并研究几个图解，还要结合岩石组合与地质特征。由图可见，对阿梅拉里克岩墙群来说，如单靠Al_2O_3—Mg图，基本上相当于洋中脊玄武岩；而如单靠TiO_2—Mg图解，则会得出岛弧拉斑玄武岩的结论：这是由于太古代岩石圈较薄以及当时地幔成分的特殊性所造成的。综合考虑，应为内硅铝盆地或大陆边缘的构造环境。

（二） Ni—FeO*/MgO图解

本图解（图2.18）是都城秋穗和紫藤文子（Miyashiro及Shido）1975年提出的。无论对于拉斑玄武岩系还是钙碱性岩系，随着FeO*/MgO比值的增高（FeO*代表全铁），火山岩中的Ni含量便都降低。但变异的范围不同：现代洋中脊（他们称为深海）拉斑玄武岩系的成分变化范围最小，岛弧与活动大陆边缘的火山岩或有关侵入体的成分变化范围较大，而稳定大陆内部与大洋岛（即非造山的）的火山岩或有关侵入体的成分变化范围更大。除了深海拉斑玄武岩区之外，在后两个成分区之内，都可以分开拉斑玄武岩系与钙碱性火山岩系。这条分界线的直线方程为：

$$\log Ni\ (ppm) = 3.22 - 0.92 FeO^*/MgO$$

在相同的FeO*/MgO比值的条件下，拉斑玄武岩系的Ni含量比钙碱性岩系者要高一些。图中拉斑玄武岩系用“+”或“×”、表示；钙碱性岩系用圆圈或圆点表示；少数未投入深海拉斑玄武岩区内的深海样品用三角形表示。

原作者同时还做了Cr—FeO*/MgO图等，大体上与Ni—FeO*/MgO图解相类似。在相同的FeO*/MgO的条件下，拉斑玄武岩的Cr含量比钙碱性岩系略高一点，但很微弱。所以效果

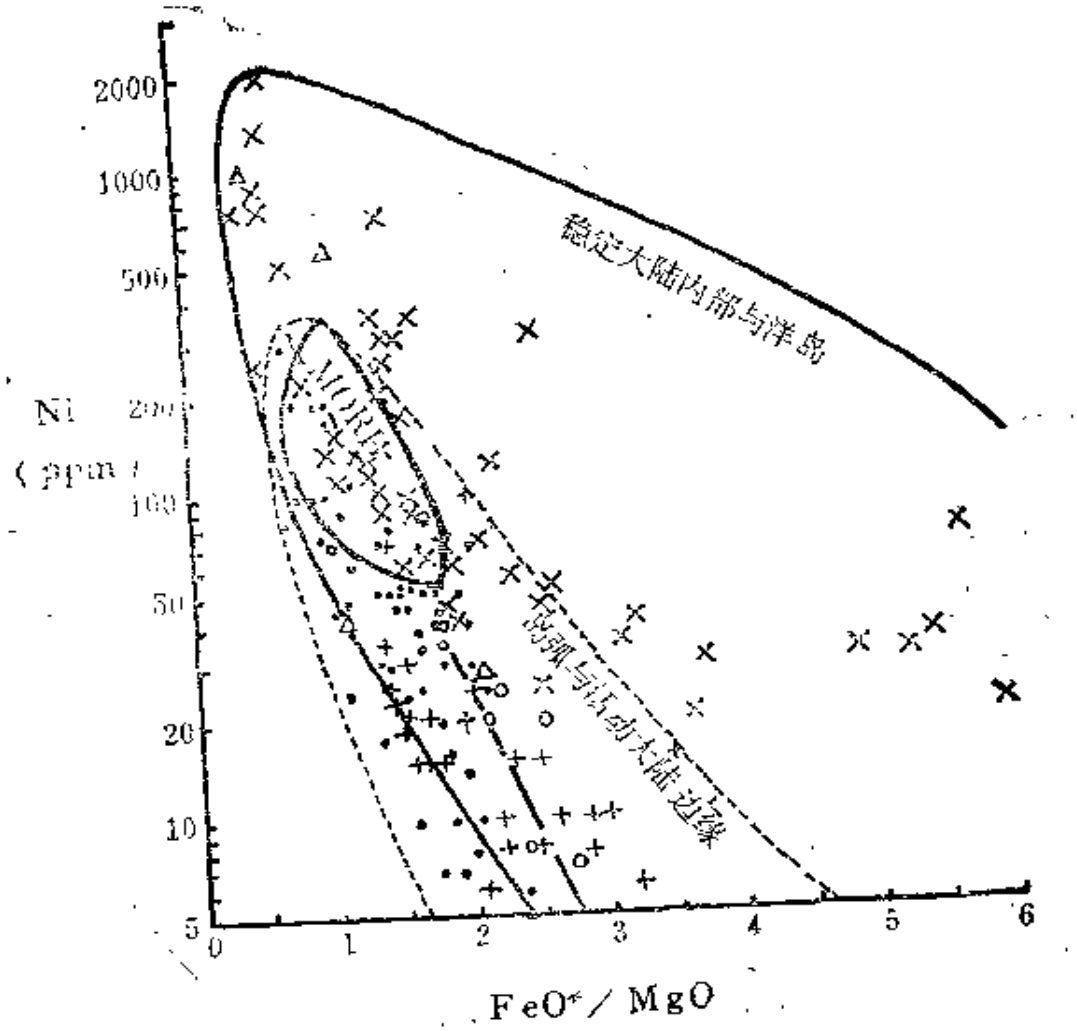


图 2.18 Ni--FeO*/MgO图解

在岛弧与活动大陆边缘区中+表示拉斑玄武岩系；
·表示钙碱性岩系。在稳定大陆内部与洋岛区
中×表示拉斑岩系；o表示钙碱性岩系；
MORB表示深海拉斑玄武岩区
（据郎城秋穗和紫藤文子，1975）

比这个Ni—FeO*/MgO图解更差一些。

本图解利用的是惰性组份，所以斯特恩（Stern）1981年曾将其应用于研究埃及晚前寒武纪的枕状熔岩，较老的岩套落入本图的洋中脊（深海）玄武岩区，较年青的岩套落入本图的岛弧区。

（三）SiO_2、FeO*和TiO_2相对于FeO*/MgO的变异图解

这是都城秋穗（1975）根据现代岛弧火山岩系主要元素的化学成分所做的变异图解（图2.19）。主要用以区分火山岩系的原始岩浆系列。他强调FeO*/MgO的比值，FeO*指全铁，$FeO^* = FeO + 0.899Fe_2O_3$，并做出了$SiO_2$、FeO*和$TiO_2$随着FeO*/MgO的增长而变异的图解（均直接使用重量%）。由于这三个图解所使用的是一些最常见的比较惰性的主要元素，不大容易受到蚀变和变质作用的影响，所以这些图解在前寒武纪变质火山岩系的研究中也得到广泛的应用。

图解中日本的甘木岛和Asama岛属于岛弧钙碱性火山岩系（CA），其余地区均属于拉斑玄武岩系（TH）。托富阿岛在汤加岛弧；宫古岛在日本伊豆博宁岛弧；麦考利岛在新西兰克马德克岛弧；基洛牙火山在夏威夷；斯卡格德侵入体在格陵兰。图中用虚线划分了拉斑玄武岩和钙碱性两个岩浆系列，实践证明这条虚线对于变质或未变质的火山岩系都是有效的。当然，不能把它看作一条截然不可逾越的界线，而要依靠大量的样品，并注意研究各个火山岩系的系列变化。

至于在拉斑玄武岩系内部区分开深海（洋中脊）拉斑玄武岩与岛弧拉斑玄武岩的问题，仅仅依靠这几个图解是困难的。有人在都城秋穗的SiO_2—FeO*/MgO图与FeO*—FeO*/MgO图上增加了判别大洋拉斑玄武岩与岛弧拉斑玄武岩的分区，这是依据不足的。在都城秋穗1975的原图上，虽然有深海拉斑玄武岩系的变异曲线，但被夹在岛弧拉斑玄武岩系的变异曲线之间（特别是在SiO_2—FeO*/MgO图上，简直无法分开）。在都城秋穗和紫藤文子1975的FeO*—FeO*/MgO图与TiO_2—FeO*/MgO图上虽然划了一个深海拉斑玄武岩区，但仍然没有划出岛弧拉斑玄武岩区。该图解不是一个构造环境方面理想的判别图解，分析演化趋势要比分区更好，在判定构造环境方面可以提供一点线索。不过，J.A.皮尔斯1984指出，都城秋穗的TiO_2—Fe*/MgO图解（图

2.19c）在判别构造环境方面很有效。从图上可以看出，深海大洋拉斑玄武岩系随着结晶分异作用的增强其TiO_2有明显的增高；而岛弧拉斑玄武岩系的变异曲线比较平缓，TiO_2含量略有上升然后便下降；岛弧钙碱性岩系的TiO_2含量则只表现为单调的降低。

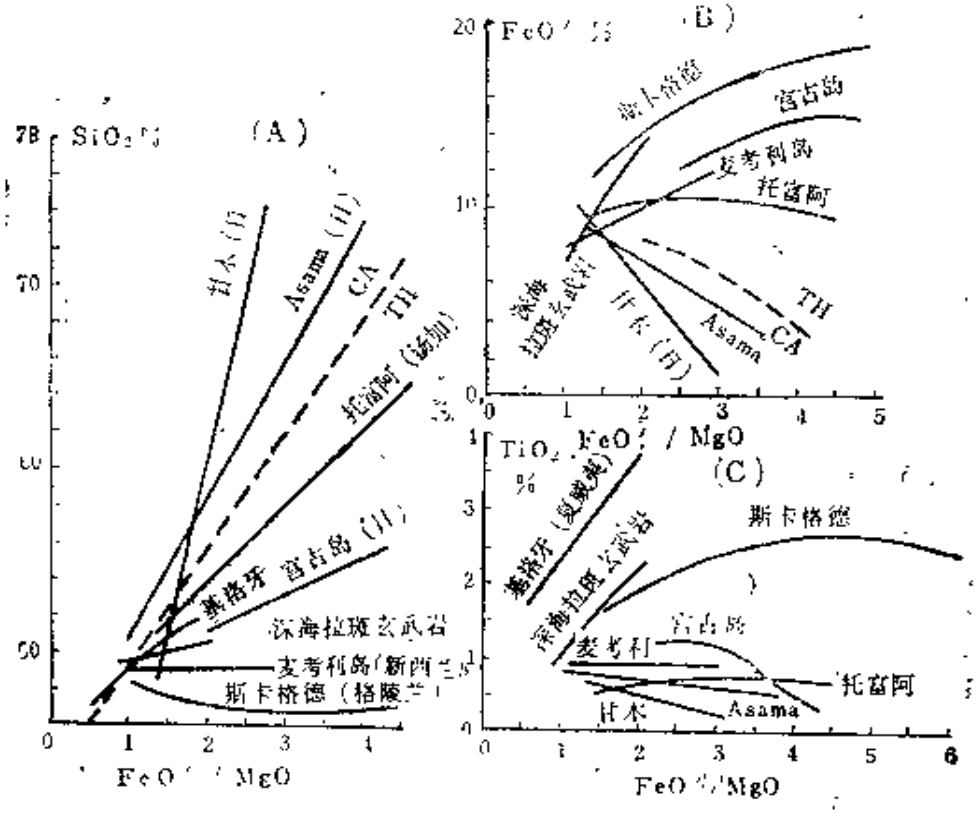


图 2.19 SiO_2、FeO*和TiO_2相对于FeO*/MgO的变异图解
TH为拉斑玄武岩系，CA为钙碱性火山岩系
（据都城秋穗，1975）

（四）FeO*/MgO—TiO_2图解

此图（图2.20）是格拉席（Glassicy）1974年根据现代已知构造环境的玄武岩成分得出的，与都城秋穗的SiO_2、FeO*和TiO_2相对于FeO*/MgO的变异图解差不多同时提出。故可以参照都城秋穗的图解一起使用。最好做出具体火山岩系的成分变异曲线，而不要仅据少数投点的位置便下结论。

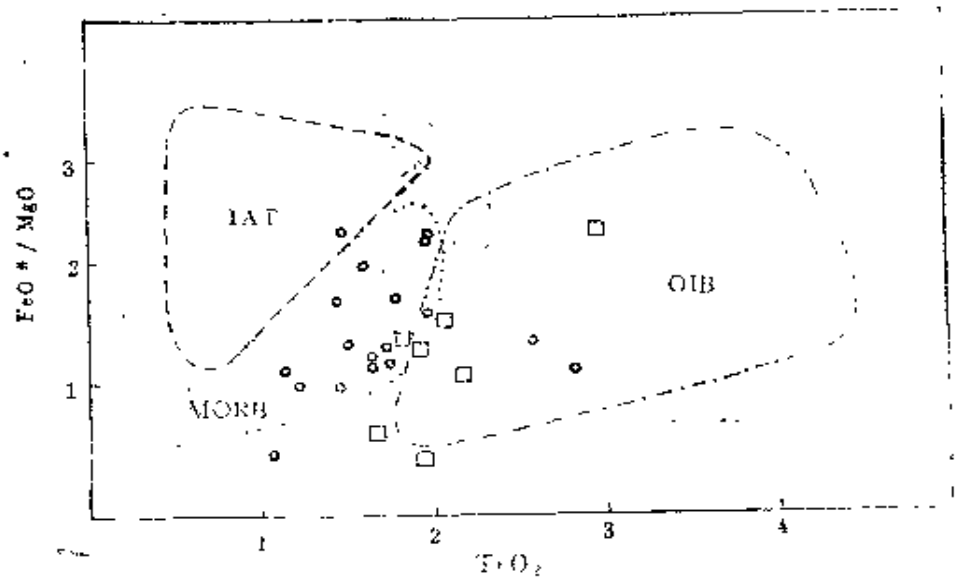


图 2.20 FeO*/MgO—TiO_2图解

MORB为洋中脊拉斑玄武岩，IAT为岛弧拉斑玄武岩，OIB为洋岛玄武岩

（据 格拉席，1974）

（五）判别函数F_1、F_2、F_3图解

这两个图解（图2.21a和b）是J.A.皮尔斯1976年提出的，他从数以千计的中、新生代已知构造环境的玄武岩资料中，精选出了六种岩浆类型的代表性样品，共计358个。用八种主要元素的多元统计分析方法得到三个判别函数，F_1、F_2和F_3，分别做成两个图解，并把这358个已知资料投到这两个图解上，用肉眼勾划出各区框的界线。可用于判断未知构造环境的玄武岩的岩浆类型。

具体做法是直接用样品化学分析结果中各氧化物的重量%计算三个判别函数，计算公式如下：

$$F_1 = +0.0088SiO_2 - 0.0774TiO_2 + 0.0102Al_2O_3 + 0.0066FeO - 0.0017MgO - 0.0143CaO - 0.0155Na_2O - 0.0007K_2O$$

$$F_2 = -0.0130SiO_2 - 0.0185TiO_2 - 0.0129Al_2O_3 - 0.0134FeO - 0.0300MgO - 0.0204CaO$$

$$-0.0481Na_2O+0.0715K_2O$$

$$F_3=-0.0221SiO_2-0.0532TiO_2-0.0361Al_2O_3$$
$$-0.0016FeO-0.0310MgO-0.0237CaO$$
$$-0.0614Na_2O-0.0289K_2O$$

然后投点即可。注意两个图解必须同时使用，相互参照，仅仅使用一个图解误差更大。

从图上的原始投点可以看出，不应当把各区框分界线看得太死，编制这两个图时所依据的原始资料也有个别投点是跨越过分界线的。

这两个判别图解依靠的是常量元素，分析精度较好，资料容易获得。但是包括活动组份，所以要求分析判别的样品一定要新鲜。许多元素，如K_2O、Na_2O、MgO和CaO，在风化作用和低温蚀变作用下很容易变得活动。所以风化了的样品将大大地降低判别的成功率。

J.A.皮尔斯在原文中曾对比了新鲜的、风化的和变质的洋底玄武岩的判别结果。列表如下（表中代号见图2.21）：

表 2.3 新鲜的、风化的和变质的洋底玄武岩判别结果对比表

	样品数	判别结果						成功率%
		OFB	LKT	CAB	SHO	OIB	CON	
新鲜的洋底玄武岩	50	49	1	0	0	0	0	90
风化的洋底玄武岩	15	7	2	1	0	1	4	46.7
变质的洋底玄武岩	15	14	1	0	0	0	0	93.4

可见，样品不新鲜，影响甚大。但如果未经受低温蚀变，而只受到等化学的变质作用的话，成功率也还比较高。

原作者还曾用这两个图解对5个太古代绿岩带的玄武岩进行了判别。西澳的诺斯曼大部份点投在洋底玄武岩区，与Hallberg 1972 年的结论一致，南非的 Hooggenoeg 基本上

属于岛弧低钾拉斑玄武岩，与维尔乔（Viljoen）兄弟1969年的研究相吻合；加拿大Rusty湖绿岩带以及印度达瓦绿岩带大部分样品投入岛弧区，也符合Baragar及Goodwin(1969)以及Nagvi和Hussin（1973）曾经提出的看法。只有南非的下翁弗瓦赫特群Glikson（1970）认为可能是洋底玄武岩，而按本方法大部分点子落入岛弧区。

Kröner和Schweitzer 1982年在研究受过强烈低温蚀变的南非下元古代Ventersdorp超群时发现，在Zr/Y—Zr图解上这些岩石清楚地属于板内玄武岩，可是利用现在讨论的这两个判别图解时大都落入板块边缘的钙碱性火山岩区。

这些情况表明，使用这两个图解时应持慎重的态度。要和全

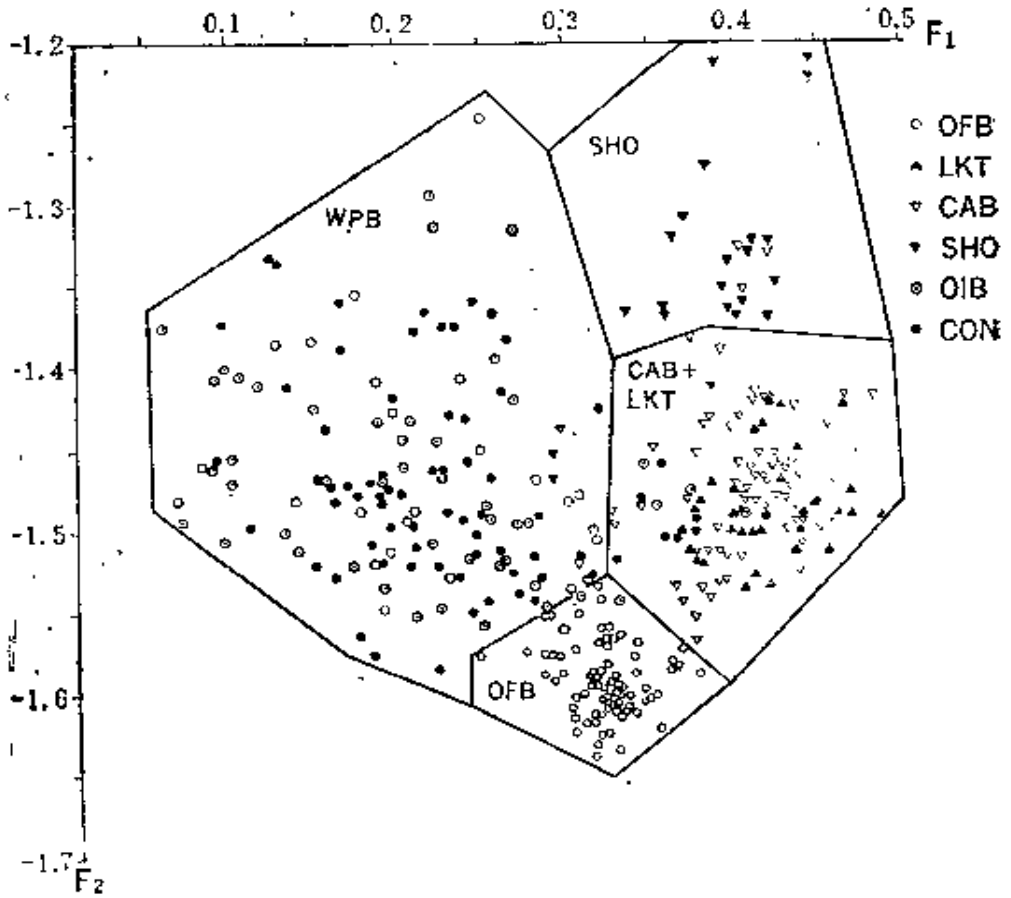


图 2.21a 不同构造位置玄武岩岩浆类型的判别函数F_1对应于F_2的图解

图中OFB为洋底玄武岩，LKT为岛弧低钾拉斑玄武岩，CAB为钙碱性玄武岩，SHO为橄榄粗岩安，WPB为板块内玄武岩，后者又分为洋岛玄武岩（OIB）和大陆玄武岩（CON）（J.A.皮尔斯，1976）

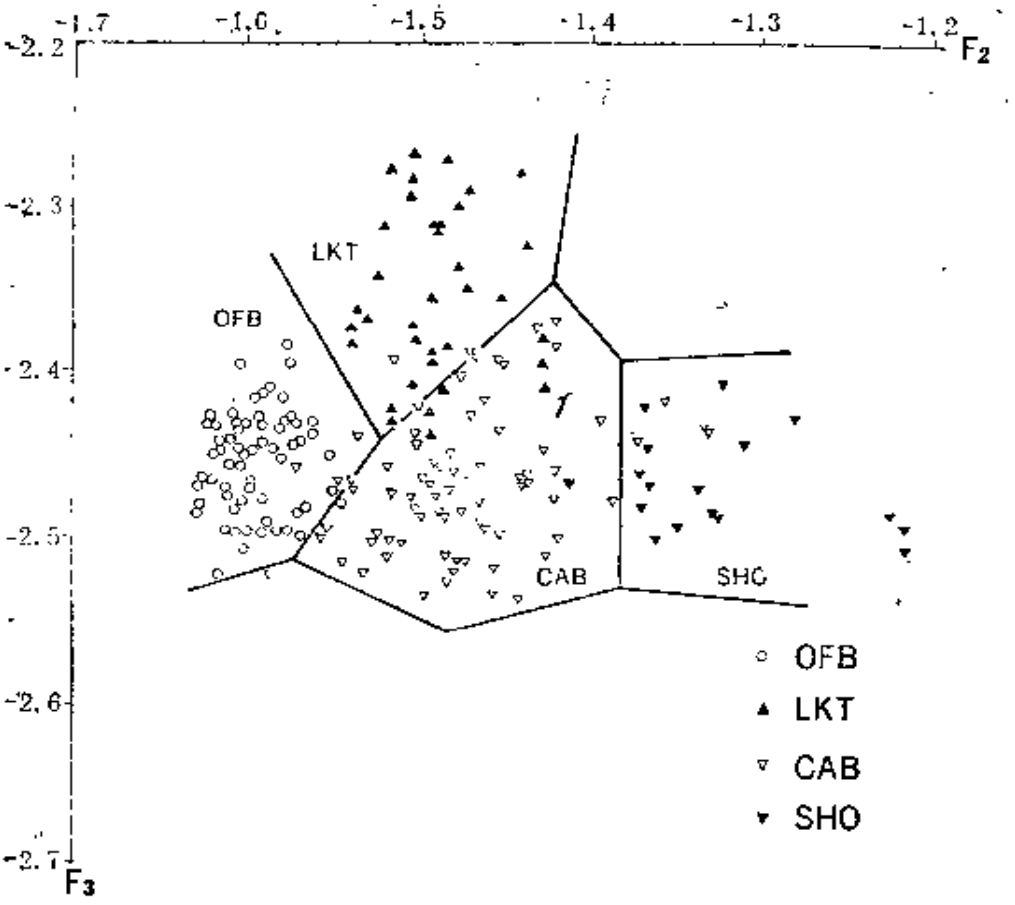


图 2.21b 不同构造位置玄武岩浆类型的判别函数F_2对应于F_3的图解
各区代号同图2.21a（J.A.皮尔斯，1976）

面的地质研究以及其它图解相配合，综合分析。而对于曾经受过强烈低温蚀变的样品，则绝不可仅仅依靠这两个图解进行判别。

（六）FeO*—MgO—Al_2O_3图解

本图解（图2.22）是由T·H·皮尔斯等人1977年提出的。当时利用了各个时代的火山岩资料8400个，而以新生代火山岩为主勾划了图上的界线。考虑到碱性岩石在判别构造环境方面的不确定性，原作者对使用这个图解提出了明确的限制条件。在全分析中去掉H_2O之后，重新计算得出SiO_2在51—56%之间的非碱性

的（即拉斑玄武岩系列或钙碱性系列）玄武岩—安山岩才可以应用此图解。FeO*指全铁，把Fe_2O_3折算后并入FeO之中，$FeO^* = FeO + 0.899Fe_2O_3$。再把FeO*、MgO和$Al_2O_3$三者的重量%换算为三角浓度%，便可以投图。可以判别图上标示的五种构造环境。这也和对待别的经验统计性图解一样，不可过分迷信图上的分界线，不可仅仅依靠少数的投点来判别。

对这五种构造环境要有个明确的理解：洋中脊和洋底玄武岩是指在扩张性板块边界喷出的；造山带则是会聚性板块边界，包括了消减带附近的岛弧和活动性大陆边缘；大陆溢流玄武岩和大洋岛区指板块内部；扩张性中央岛是本图解新分出的，也是一种大洋岛，但它们邻近于洋中脊，如大西洋的冰岛和太平洋上厄瓜多尔的科隆群岛等。这里产出一种不同于一般洋中脊，也不同于一般大洋岛的高度富Fe和Al的火山岩，常见的是中性岩（冰岛

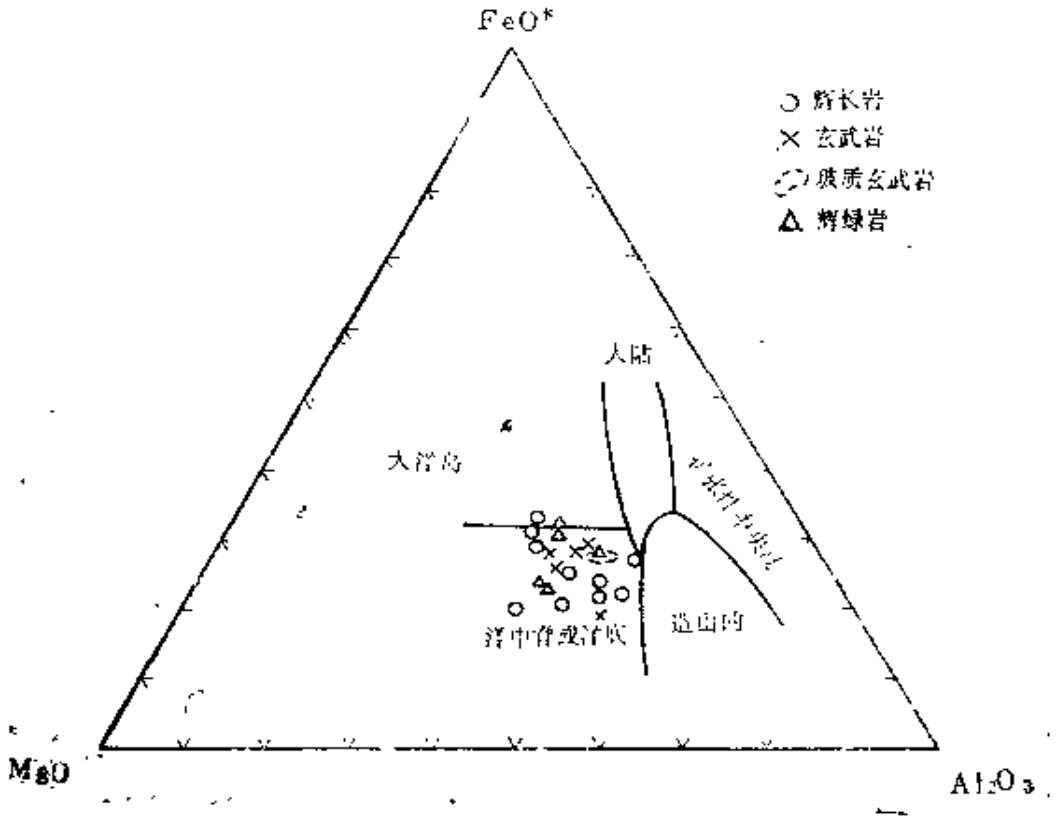


图 2.22 FeO*—MgO—Al_2O_3图解

（此图由T.H.皮尔斯等1977首先提出，这里转引自Suppe等1981，图中的投点是我国台湾省的蛇绿岩）

岩），它们可能是岩浆高度分异的产物。

由于显生宙板块构造对太古代不完全适用，所以这个图解用于太古代火山岩时更要慎重。原作者曾用573个太古代样品检验这个图解，西澳的样品投在洋中脊区与洋岛区的交界线附近，所以对太古代样品，最好把洋中脊区与洋岛区合并为大洋区。

Suppe等1981年研究我国台湾省东部中新世蛇绿岩套中的各种基性岩浆岩时，使用了这个图解，取得了很好的效果。发现各种基性岩石均落入洋中脊玄武岩区。(参看图2.22图注)T.H.皮尔斯等将此图用于阿比提比绿岩带时，发现下部的样品落入大陆区，上部的样品落入造山带区。原作者指出，鉴于岛弧模式对太古代不适用，所以图中的造山带区对于太古代样品可改为钙碱性岩区。

原作者还使用了一些显著蚀变的样品检验此图解，发现对投点并无大影响，这表明本图解的适用性比较广。当然，讨论具体问题时，要考虑到由于样品不够新鲜，在一定程度上可能会造成投点的分散。

（七）TiO_2—K_2O—P_2O_5图解

此图解（图2.23）是由T.H.皮尔斯等人1975年提出的。他们指出：此图适用于判别非碱性（即拉斑玄武系列或钙碱性系列）的“原生”玄武岩的构造环境。经过分异演化的产物不太适用。此图最适宜于判别FAM图解中$K_2O+Na_2O\leqslant 20\%$的岩石。

因此，对所研究的样品在投此图之前，最好先投FAM（即$(Fe_2O_3+FeO)-(K_2O+Na_2O)-MgO$）图解，选择在这三个端员组份之中$(K_2O+Na_2O)\leqslant 20\%$的样品。

图解上的分界线用以区分大洋玄武岩与非大洋（主要是大陆）玄武岩。对这条界线也不可看得太死。原作者在编图解时就有例外，收集的222个大洋拉斑玄武岩之中有93%落入大洋区；80%以上的大陆玄武岩落入非大洋区。所以使用本图时要注意整个建造的样品分布趋势与连续性。

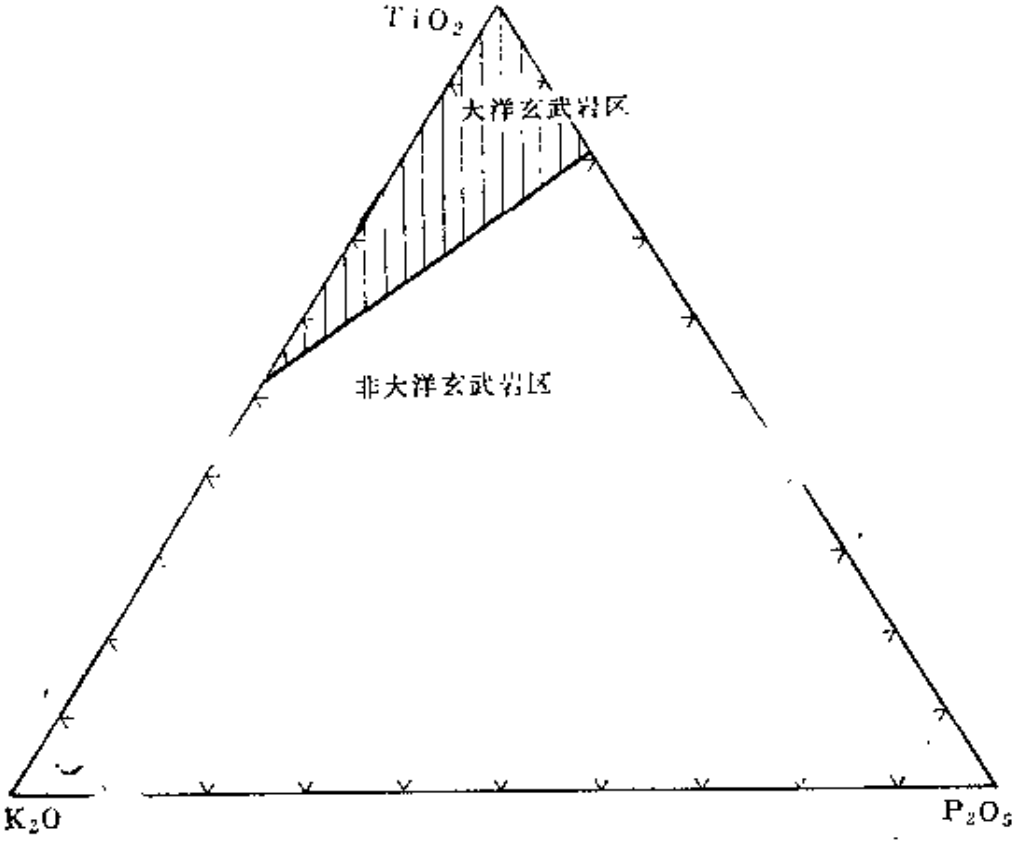


图 2.23 TiO_2—K_2O—P_2O_5图解
此图解由T.H.皮尔斯等人1975提出，因原图小，
且无刻度，故此图转引自A.F.Wilson (1978)

原作者所收集的大陆玄武岩样品中，有两处例外，即格陵兰第三纪玄武岩和印度德干高原玄武岩，投在大洋区。原作者解释说，这可能是反映了一种将产生新的洋底却半途而废的大陆裂谷环境。如果是这样，也是有意义的。

这个图解的三个端员之中包括了活动组份K_2O，所以对它的适应性有待于考验。原图是以各个时代未变质的新鲜玄武岩为主编制的，故此图用于各时代变质或蚀变的玄武岩时，要谨慎对待。原作者曾收集了许多太古代变质玄武岩的样品，以及风化了和蚀变的样品，对本图解进行检验。结果发现玄武岩经过风化、蚀变或变质作用，一般K_2O均不同程度地增加。大洋玄武岩有可能会因不新鲜而进入非大洋区；非大洋玄武岩却不大可能因不新鲜而进入大洋区。这一点在讨论变质岩样品时很有意义，如果蚀变或

变玄质武岩仍然投入大洋区的话，则不大可能当初是由非大洋玄武岩变来的。总之，Σ_2O是一个活动组份，故用于此图解的样品应力求新鲜才好。

原作者所收集的岩墙群以及绝大多数太古带绿岩带的玄武岩都落入大洋区，这说明此图解对于太古代也是适用的。A.F. Wilson (1978) 在研究西澳太古代和元古代变质程度达麻粒岩相的玄武岩时，也认为本图解的判别效果良好。

（八）大洋系数—氧化铝系数图解

这个图解是由多勃列佐夫（Н.Л.Добрецов）1975年提出的。利用主要元素可以判别玄武岩的三种主要构造环境及岩浆系列。他为了研究地槽早期变质玄武岩类，选用了在绿片岩相条件下也基本无变化的稳定的主要元素。方法很简单，直接用若干元素氧化物的重量百分数，换算为大洋系数（KO_1和KO_2）及氧化铝系数（KA和$KIII_2$）即可投图（图2.24）。这些系数的计算方法是：

$$KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$$

$$KO_2 = (MgO \times TiO_2) / \Sigma FeO$$

$$KA = Al_2O_3 - \tfrac{1}{2}\Sigma FeO - 2TiO_2$$

$$KIII_2 = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$$

图上的分区为：

（1）大洋玄武岩中，夏威夷型橄榄拉斑玄武岩为Ⅰ区；碱性橄榄玄武岩为ⅡA区；洋中脊斜长玄武岩为ⅢA区。

（2）裂谷带过渡型玄武岩为ⅡA—Б区，岛弧型安山—玄武岩系的高铝玄武岩为ⅢБ区。

（3）大陆玄武岩中，暗色岩和高原玄武岩为Ⅳ区，碱性橄榄玄武岩为ⅡБ区。

在图解的第四象限，用KO_1和KA，分区效果一般还比较好。如同TiO_2—K_2O—P_2O_5图解一样，大洋系数KO_1也是利用大洋玄武岩高镁高钛而低钾的特点，富集型的洋岛玄武岩和碱

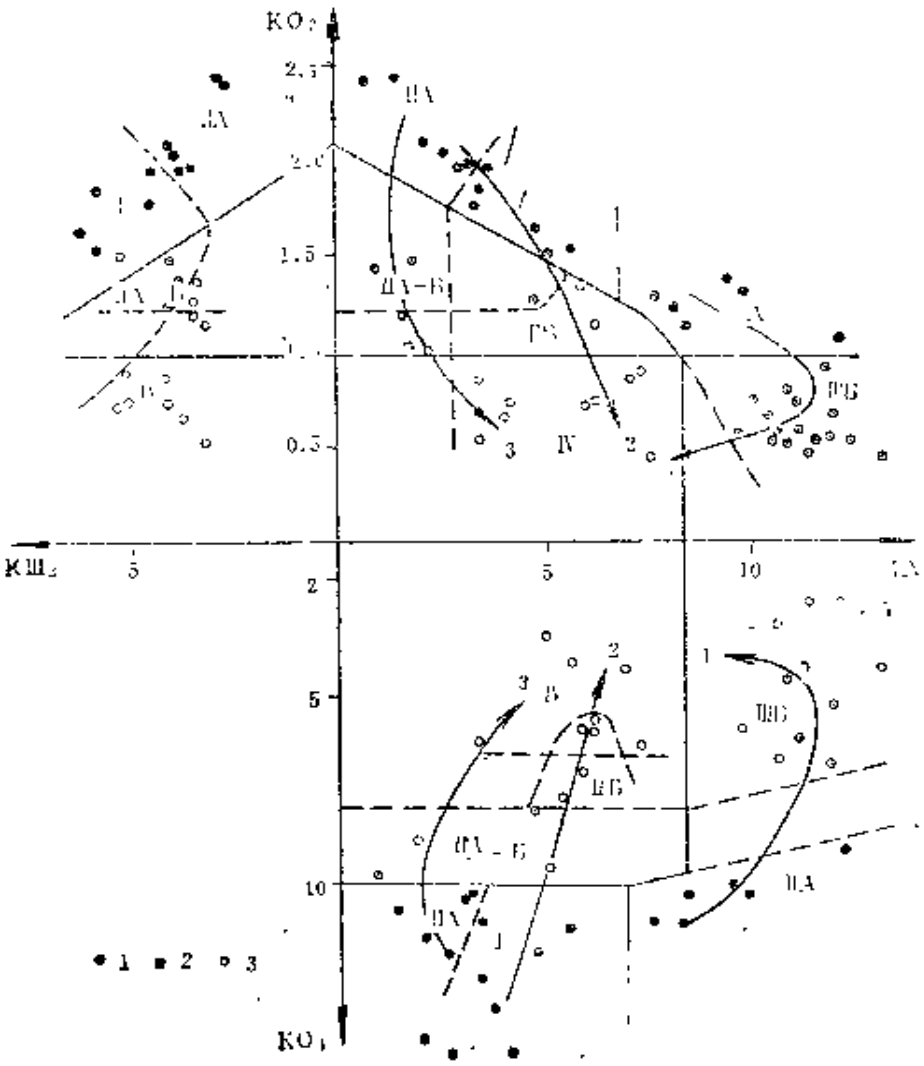


图 2.24 大洋系数—氧化铝系数图解

（据 多勃列佐夫，1975）

性玄武岩KO_1为10—13，裂谷带和洋中脊斜长玄武岩KO_1为8—10，而大陆玄武岩KO_1为2—7.7。但是由于KO_1中包含了K_2O这个活动组份，所以在遭受绿岩变质的情况下，如果K_2O减小0.5%，则系数KO_1将加大1.5，这在许多情况下将会对构造环境的识别产生重大影响。因此，原作者又引出了不受碱含量影响的另一个大洋系数KO_2。用KO_2和KA投入图解的第一象限，效果与第四象限类似。

为了区分碱性和非碱性系列，可以利用氧化铝系数（KA或$KIII_2$），或者利用里特曼组合指数σ（原作者叫做$KIII_1$）。把

大洋系数同氧化铝系数结合起来，一般可满意地实现对大洋玄武岩和大陆玄武岩的进一步划分。

$$\sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

按理说KLLI₂在低温变质的条件下应当比σ的改变要小一些，但是在划分碱性与非碱性系列方面实际还是不如σ，这个问题还有待进一步研究。

里特曼也有用σ和τ（$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$）的对数值做的构造环境判别图解，由于考虑这样的系数和图解对活动组份的依赖性过大，对变质玄武岩不大适用，故在本书中未作介绍。

多勃列佐夫的图上有些分区界线为虚线，少数投点有一定的不确定性。所以，使用本图解时，利用特定岩系的系数平均值进行判别和分析会更好一些。图上箭头表示的不同构造区之间火山岩系的演化趋势，就是利用系数平均值做出的。

六、利用稀土元素的图解

（一）不同构造环境拉斑玄武岩的稀土元素范围

N型（正常型）洋中脊拉斑玄武岩是洋中脊玄武岩类型的主体。它们的稀土元素特征是LREE亏损和稀土元素总量低（图2.25a）。前面已经介绍过，其它的不相容元素的丰度也都很低。此外，$^{87}Sr/^{86}Sr$也很低。这说明它们来自一个曾经遭受过先前熔体萃取过的亏损的地幔源。

大陆拉斑玄武岩的稀土元素特征（图2.25b）是：$\Sigma REE = 15.2—322ppm$，$(La/Lu)_{Cn} = 0.5—7.6$，$Eu/Sm = 0.16—0.55$，大部分大陆拉斑玄武岩没有Eu异常，绝大多数大陆拉斑玄武岩LREE富集，但有时在低稀土元素部分出现LREE亏损型式（如图2.25b中虚线所示）。这种亏损型大陆拉斑玄武岩往往

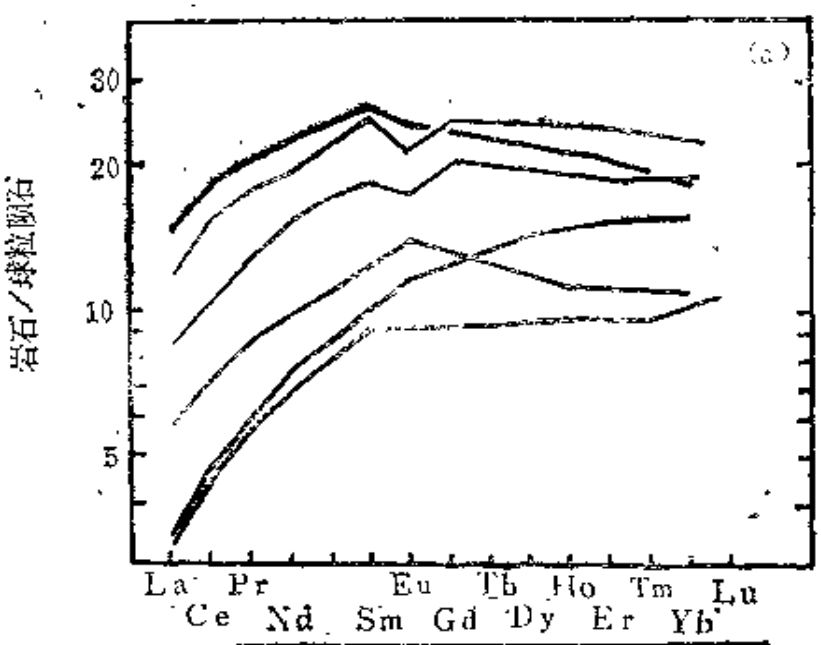


图 2.25a N型洋中脊拉斑玄武岩的稀土元素型式
(据A.D.Saunders, 1984)

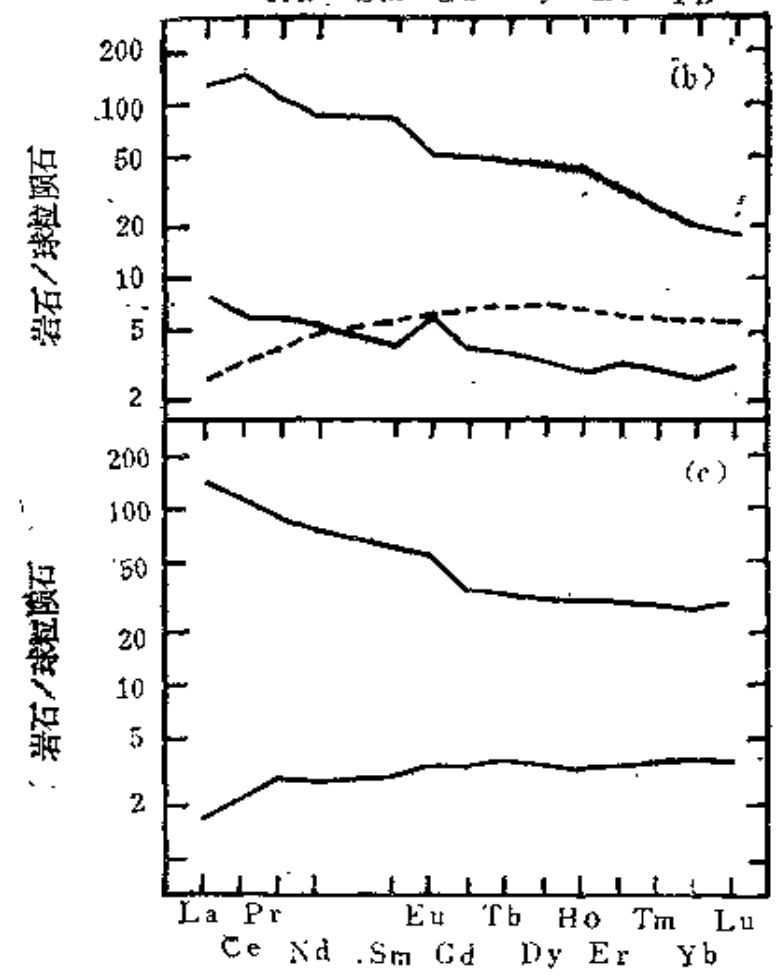


图 2.25b 大洋拉斑玄武岩的稀土元素范围
(据L.R.Cullers及J.L.Graf, 1984)

图 2.25c 岛弧与弧后盆地拉斑玄武岩的稀土元素范围
(据L.R.Cullers等, 1984)

发育于大陆边缘，与大陆裂谷有关。

岛弧与弧后盆地拉斑玄武岩的稀土元素特征(图2.25c) 是：

$\Sigma REE = 10—262ppm$，$(La/Lu)_{Cn} = 0.4—7.3$，$Eu/Sm = 0.22—0.54$，LREE亏损型和LREE富集型的在岛弧和弧后盆地区都有发现。LREE亏损型的也不限于某一种构造环境，甚至在同一个岩套中既有亏损型的也有富集型的。但以 ΣREE 较高；LREE富集型的玄武岩在岛弧与洋岛环境下最常见。

某些E型（富集型）或叫P型（指地幔喷流型“Plume”）洋中脊拉斑玄武岩有与大陆或洋岛拉斑玄武岩类似的稀土元素型式，二者难以区分，往往需要结合岩石建造组合加以鉴别。

（二）碱性玄武岩系的稀土元素范围

所有碱性岩石以稀土元素总量较高和轻稀土元素的高度富集为特征。按K_2O、Na_2O含量又分为三组：

1．碱性玄武岩组

$Na_2O > K_2O$，$K_2O + Na_2O \approx 3—4$，$K_2O/Na_2O \approx 0.5$。

稀土元素特征见图2.26（a），稀土元素范围介于两条虚线之间，$\Sigma REE = 90 - 610$ ppm，$(La/Lu)_{Cn} = 3.6—34$。而与之伴生的中酸性岩石的稀土元素范围介于两条实线之间（斜线区）。

2．橄榄粗安岩组

$Na_2O \approx K_2O$，$K_2O + Na_2O \approx 5—6$

稀土元素特征见图2.26（b），稀土元素范围介于两条虚线之间，$\Sigma REE = 69 - 240$ ppm，$(La/Lu)_{Cn} = 2.7 - 18.3$。而与之伴生的中酸性岩石的稀土元素范围介于两条实线之间（斜线区），橄榄粗安岩稀土元素含量低的分布型式属于大洋岛弧的侵入岩或喷出岩；而稀土元素含量高的型式则属于大陆型或大陆岛弧型橄榄粗安岩。

3．富钾玄武岩组

$K_2O \gg Na_2O$，$K_2O + Na_2O \approx 7—10$，$K_2O/Na_2O \approx 7—10$。稀土元素特征见图2.26(c)，稀土元素范围介于两条虚线之间，稀土元素总量与分馏都是最高的，$\Sigma REE = 255—1453ppm$，

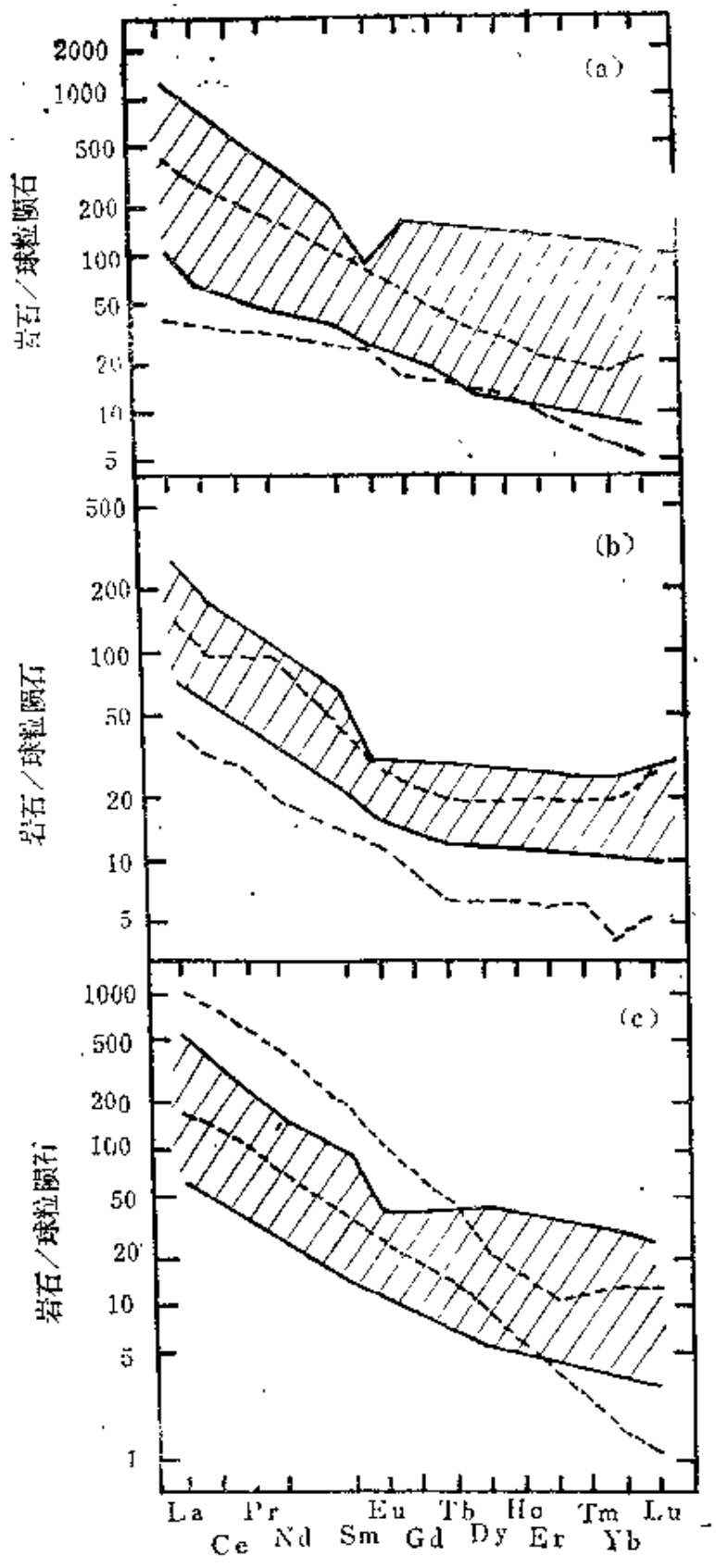


图 2.26 碱性玄武岩的稀土元素范围
虚线表示碱性玄武岩的稀土元素范围，实线表示与之伴生的中酸性岩石的稀土元素范围（据R. L. Cullers及J. L. Graf，1983）

$(La/Lu)_{Cs}$ = 19.5—262。伴生的中酸性岩石的稀土元素范围介于两条实线之间（斜线区）。

（三）太古代的TH1与TH2

K.康迪（K.Condie，1976）主要根据稀土元素在岩石中的分布型式提出将太古代拉斑玄武岩分为TH1和TH2两类的方案（图2.27）。

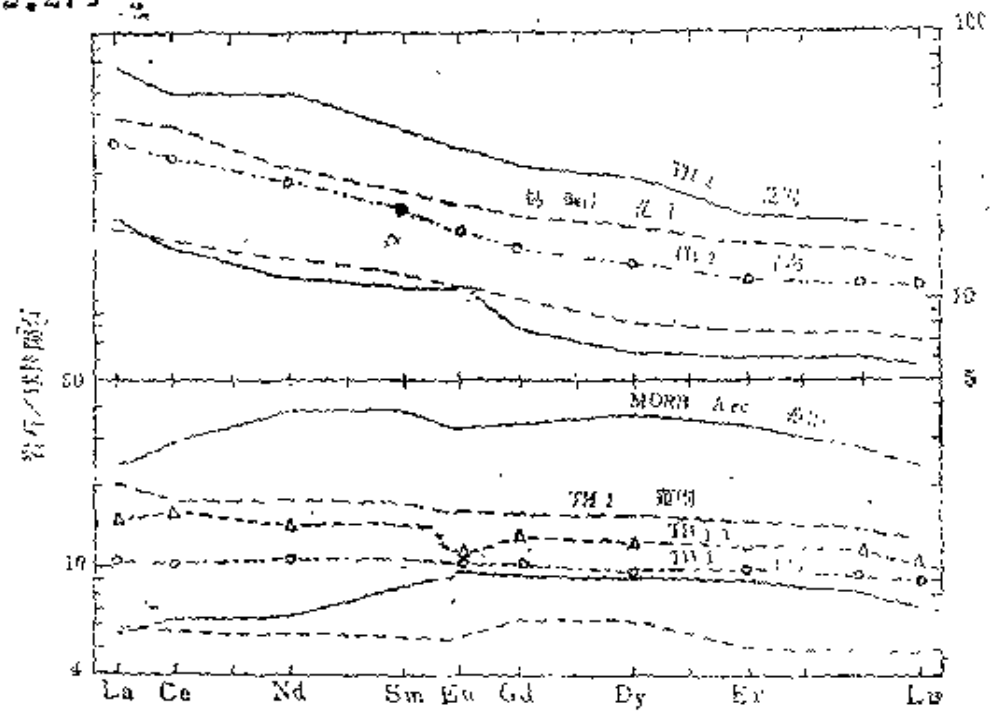


图 2.27 太古代TH_1、TH_2两种类型拉斑玄武岩的球粒陨石标准化的稀土元素范围及其与现代钙碱性拉斑玄武岩和洋中脊与不成熟岛弧（MORB—Arc）拉斑玄武岩的对比

（据K.康迪1976）

TH1（即DAT，亏损型太古代拉斑玄武岩）的稀土元素特征是平坦的分布型式（大致都为球粒陨石的10倍），有小的Eu负异常或无Eu异常。

TH2（即EAT，富集型太古代拉斑玄武岩）的稀土元素特征是轻稀土元素富集和倾斜的分布型式。

TH1和TH2的平均成分对比见表2.4。TH1与TH2的区别是：前者含较高的TiO_2、CaO、Cr和Ni，含较低的K_2O、V、Zr、

表 2.4 太古代TH1与TH2对比表

（据K.康迪1976）

	HT1	TH2
SiO_2	51.4	49.7
TiO_2	1.92	1.0
Al_2O_3	14.8	14.9
Fe_2O_3	2.1	2.6
FeO	8.3	8.8
MgO	6.7	6.3
CaO	10.7	9.4
Na_2O	2.7	2.1
K_2O	0.18	0.31
Cr	350	175
Zn	115	100
Cu	110	110
Co	60	50
Ni	225	100
Rb	4	10
Sr	100	165
Zr	55	100
Ba	80	90
Cs	0.3	0.5
Y	10	15
La	4	12
Ce	10	25
Sm	2	3.6
Eu	0.8	1.1
Tb	0.5	0.7
Yb	1.8	2.4
Lu	0.4	0.4
K/Rb	350	3.0
K/Ba	10	28
Sr/Ba	1.5	1.5
La/Yb	1.5	5
Ni/Co	3.8	2
样品数	32	18

Sr、Y和LREE①。

和现代各种构造环境的拉斑玄武岩相对比，TH1类似于现代洋中脊或不成熟岛弧拉斑玄武岩；而TH2类似于现代岛弧钙碱性拉斑玄武岩或洋岛拉斑玄武岩。但在太古代与现代玄武岩之间也发现有某些明显的区别。与相应的现代玄武岩比较，所有的太古代拉斑玄武岩含较高的FeO和其它的过渡性金属元素；具较高的FeO/Fe_2O_3比值以及较低Al_2O_3（K.康迪，1981）；此外，大多数太古代拉斑玄武岩有比现代洋中脊拉斑玄武岩高的$Mg/Mg+Fe$（Gill，1979）。所以在利用地球化学资料对太古代与现代不同构造环境的玄武岩进行对比时必须慎重。

七、与残留的单斜辉石成分有关的图解

（一）单斜辉石的F_1—F_2图解

在许多蚀变的、风化的、变质的甚至被强烈交代的玄武岩

①TH1与TH2的成分区别及对比表是根据K.康迪（1976）的文章编写的，与他（1981）的有关部分文表不符，显然有误，编者注

中，经常可以见到残留的单斜辉石。近年来出现了用这些残留单斜辉石的电子探针分析结果探索其母体熔岩岩浆类型的方法。尼斯伯特(E.G.Nisbet)和J.A.皮尔斯1977年对各种构造环境的玄武岩的329个“普通辉石型”的单斜辉石作了电子探针分析和统计分析。对下列主要元素氧化物的重量百分数做了多元统计分析：SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、FeO*（以全铁作为FeO）、MnO、MgO、CaO和Na_2O，得出两个判别函数：

$$F_1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO^* - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O$$

$$F_2 = -0.0469SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.0212Al_2O_3 - 0.0041FeO^* - 0.1435MnO - 0.0029MgO + 0.0085CaO + 0.0160Na_2O$$

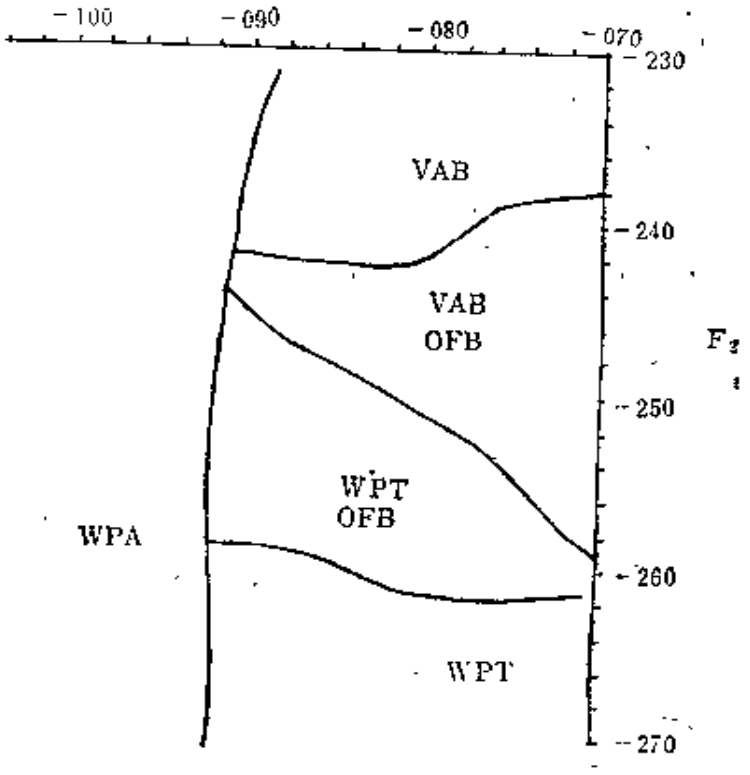


图 2.28 单斜辉石的F_1—F_2图解

图中WPA为板内碱性玄武岩；WPT为板内拉斑玄武岩；VAB为火山弧玄武岩；OFB为洋底玄武岩

（据尼斯伯特和皮尔斯，1977）

然后以F_1及F_2投图（图2.28），图中的区框界线是肉眼划定的。由图解可看出，板内碱性玄武岩（WPA）是最成功的，主要根据F_1，成功率约为90%。如果排除了洋底玄武岩（OFB），则可较满意地区分火山弧玄武岩（VAB）和板内拉斑玄武岩（WPT）。但是，有38%的VAB单斜辉石和50%的WPT单斜辉石和洋底玄武岩（OFB）的单斜辉石分不清。因此这种方法的平均成功率为70%。

原作者将这个图解试用于希腊Othris山的细碧岩中的残留辉石，结果主要落在VAB+OFB区。该区根据地质及惰性微量元素地球化学研究的结果，认为属于大陆边缘盆地，也可能靠近一个消减带，晚期在边缘盆地之中有洋中脊型喷发活动。由辉石成分得出的结果与由全岩惰性元素得出的结果基本一致，但据辉石成分得出的结果比较含糊一些。

（二）单斜辉石的 TiO_2—MnO—Na_2O图解

利用残存单斜辉石的TiO_2—MnO—Na_2O探索母岩浆构造环境的三角图解（图2.21）是尼斯伯特和皮尔斯1977年提出的。选择这三个元素作为端员，是在判别函数的统计分析过程中发现它们对判别函数影响最大。

板内碱性玄武岩（WPA）中的单斜辉石以含Na和Ti高而含i和Mg低为特征，在图上投在C、D、E、F和G区，但在C区和G区则以这一种类型占绝对优势。洋底玄武岩（OFB）中的单斜辉石以低Na低Mn而含Si、Mg和Ti较高为特征，在图上投在B和D区，而B区是OFB所专有的。火山弧玄武岩（VAB）中的单斜辉石以Ti低而Mn相对较高为特征，在图上投在A、D、E和F区，独占了A区。板内拉斑玄武岩（WPT）中的单斜辉石各种元素均适中，在图上投在D和E区，无专属区。可见，尽管使用了高的本征值，还是有很多重叠区，所幸还有些专属区。A区为VAB

区，B区为OFB区，C区为WPA区，D区各种类型都有，E区为VAB+WPA+WPT区，F区为VAB+WPA区，G区为WPA区。因此，这个图解在某些情况下还可以取得较为满意的效果。

他们还做了一些座标式的关于单斜辉石成分的SiO_2—TiO_2、SiO_2—Al_2O_3及MgO/FeO—TiO_2等图解，效果都不如直接利用全岩的主要元素，但是，利用残留辉石成分的最大优越性在于它可用于研究蚀变岩石。

虽然辉石的成分主要取决于母岩浆的总体化学成分，但影响因素比较多，辉石成分也受到离子在熔体与晶体间的分配、结晶温度和结晶历史等因素的影响，因而这种方法的成功率受到限制。可以得到这样的结论：利用辉石可以探索母岩的可能成因，但只是在很少的情况下其结果才能够达到毫不含糊。

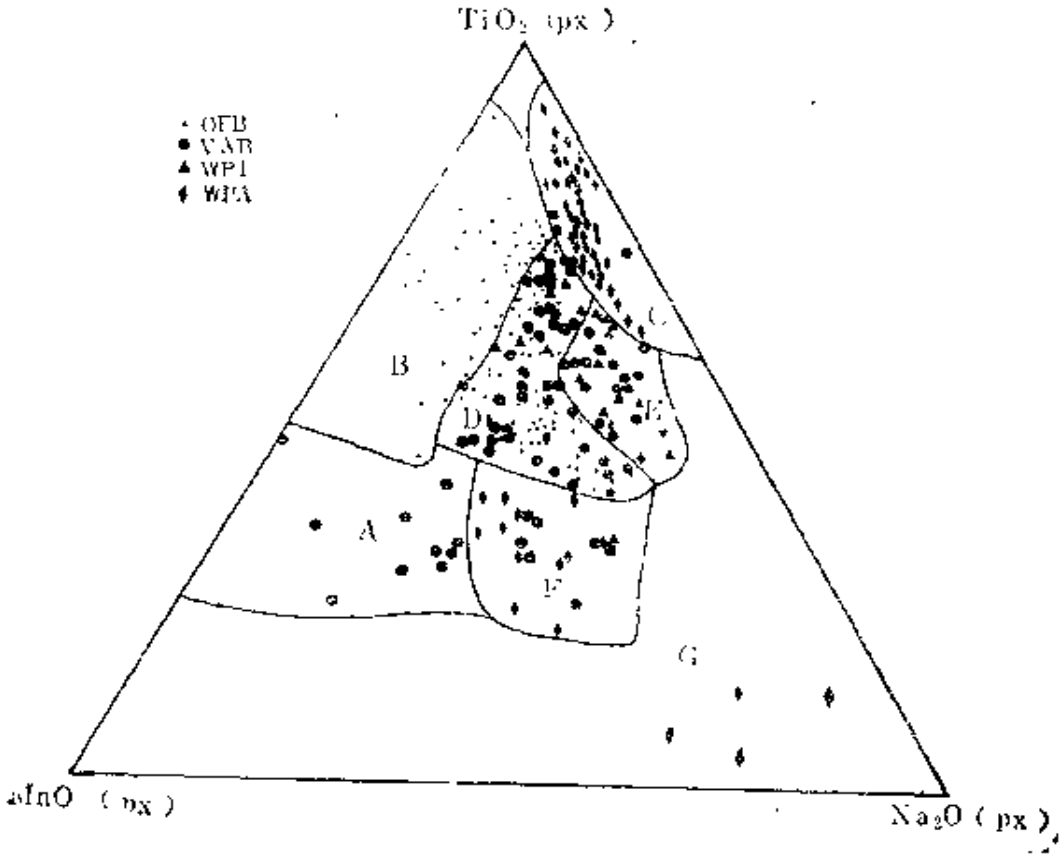


图 2.29 单斜辉石的
TiO_2—MnO—Na_2O图解
（据尼斯伯特和皮尔斯，1977）

（三）单斜辉石的 Ti—（Ca＋Na），（Ti＋Cr）—Ca和Ti—Al图解

莱特利尔（J.Leterrier）等人1982年利用残留的单斜辉石成分探索古火山岩的原始岩浆系列，提出了这三个按顺序使用的图解（图2.3a）。首先在Ti—（Ca＋Na）图上判别碱性玄武岩与非碱性玄武岩，碱性玄武岩区的成功率为86%，非碱性玄武岩区的成功率为92%。然后对非碱性玄武岩使用（Ti＋Cr）—Ca图，判别造山与非造山玄武岩，造山区的成功率为80%，非造山区的成功率为81%。最后对造山区的玄武岩使用 Ti—Al（全）图，判别拉斑玄武岩系与钙碱性玄武岩系，拉斑玄武岩区成功率为81%，钙碱性玄武岩区成功率为77%。岛弧拉斑玄武岩中的单斜辉石含Al较高而含Ti低些。角闪石也有类似的性质。

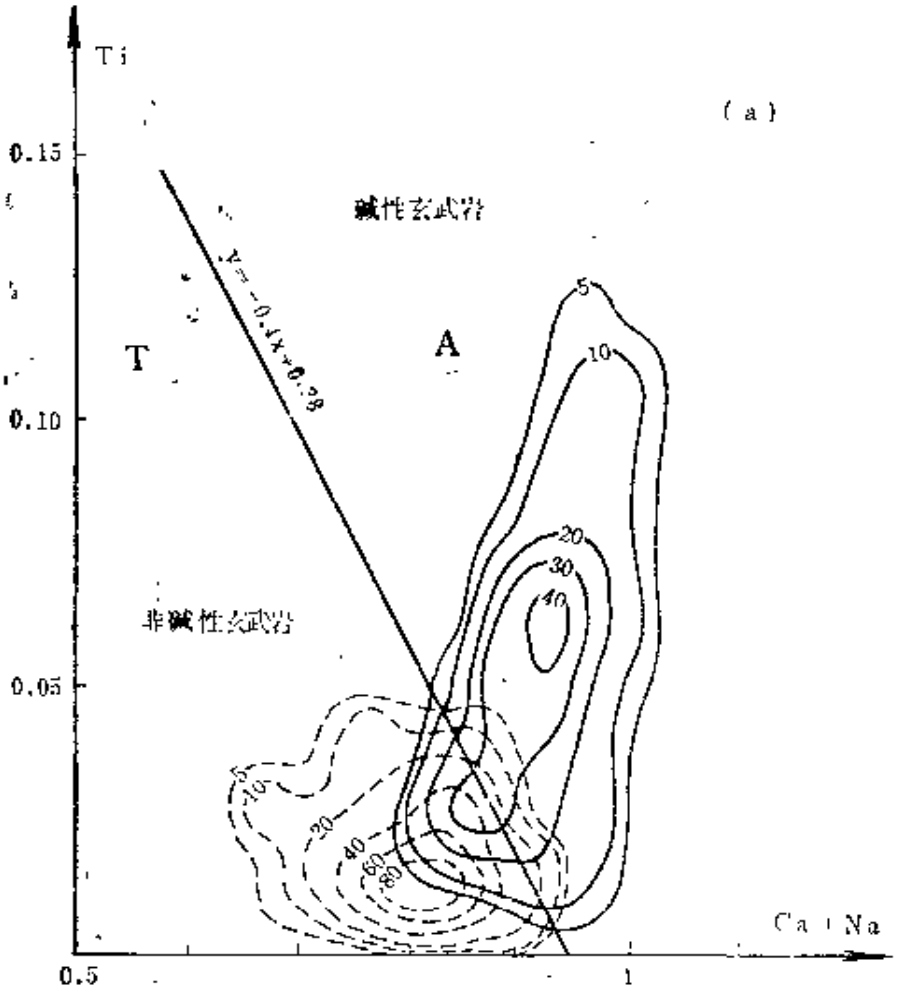


图 2.30a　单斜辉石的Ti—（Ca＋Na）图解；

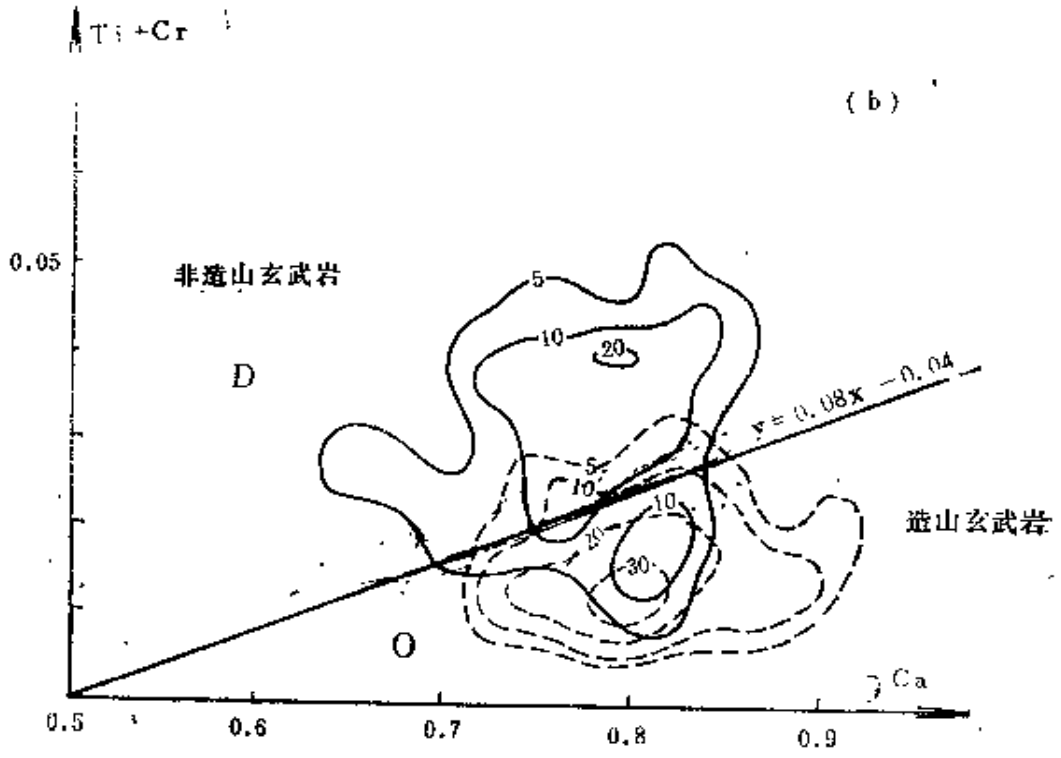


图 2.30b 单斜辉石的 (Ti+Cr) —Ca图解

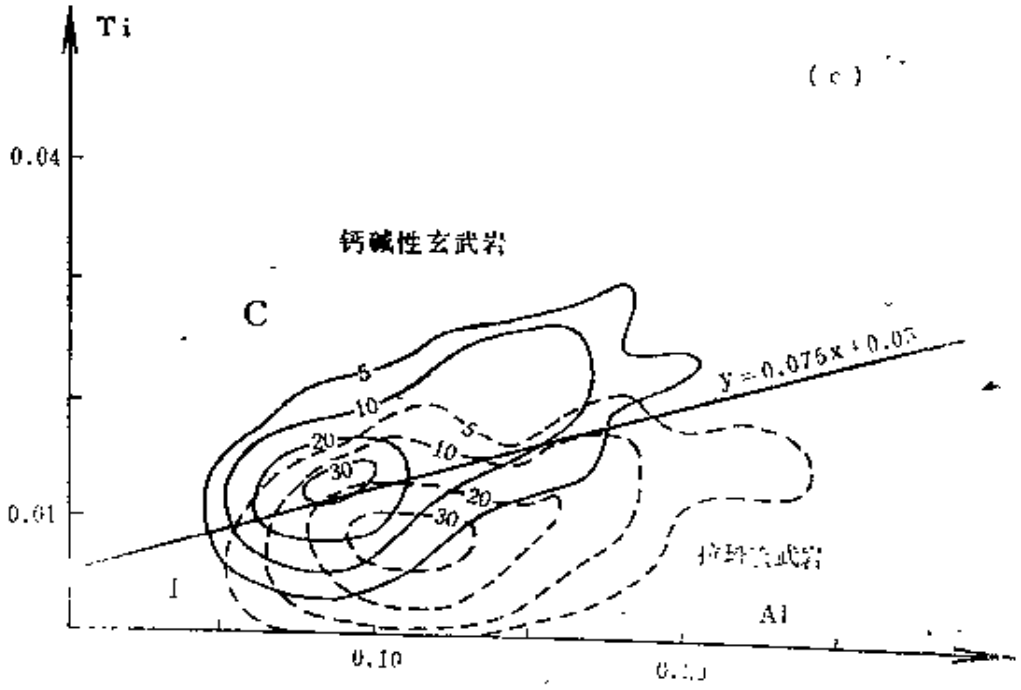


图 2.30c 单斜辉石的Ti—Al图解

图2.30a、b及c均据莱特利尔等，1982

八、使用惰性组份判别火山岩系列与分类命名的图解

(一) Cl—NPC图解

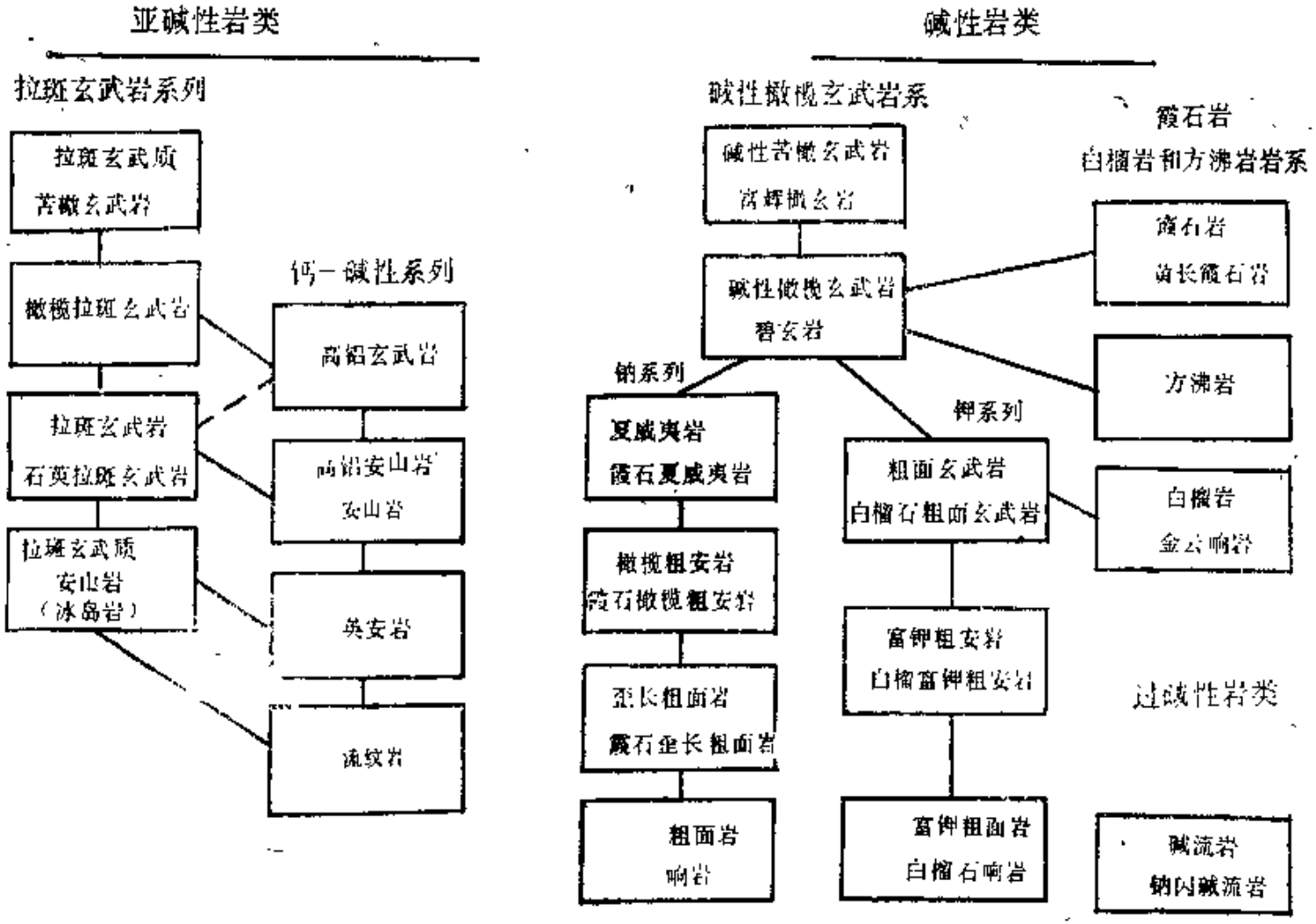
火山岩系列划分的方案很多，在加拿大，欧文和巴拉加尔(Irvine及Baragar，1971)的方案应用很广，影响颇大（表2.5）。他们将火山岩分为亚碱性、碱性和过碱性三大类，亚碱性岩类又分为拉斑玄武岩系列及钙碱性系列，碱性岩类又分为碱性橄榄玄武岩系和副长石岩系，碱性橄榄玄武岩系又分开钠系列和钾系列，过碱性岩类系指标准矿物计算中出现Ac（霓石）的岩石。他们并用横向联线标明岩石之间的关系。

对于亚碱性岩类，欧文和巴拉格1971年设计了Cl—NPC图解(图2.31)，进一步加以分类命名。对于碱性岩类还有一些别的图解，由于变质火山岩之中碱性岩类较少见，对其图解就不加介绍了，

这个方案以尼格里标准矿物为基础。所使用的代号及成分如下：

Q	SiO_2
Or	$KAlSi_3O_8$
Ab	$NaAlSi_3O_8$
An	$CaAl_2SiO_3$
Ne	$NaAlSiO_4$
Lc	$KAlSi_2O_6$
Ol	$Fo+Fa=Mg_2SiO_4+Fe_2SiO_4$
Opx	$En+Fs=MgSiO_3+FeSiO_3$
Cpx	$Di+He=CaMgSi_2O_6+CaFeSi_2O_6$
Ac	$NaFe^{3+}Si_2O_6$
Mt	Fe_3O_4
Il	$FeTiO_3$
Hm	Fe_2O_3

表 2.5 火山岩系列划分及岩石之间的关系



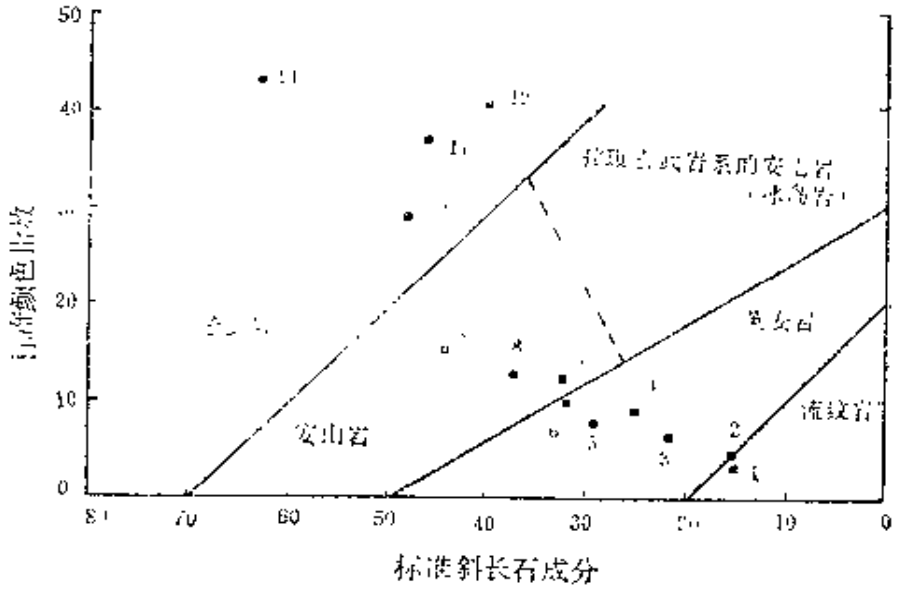


图 2.31 CI—NPC图解

(据欧文和巴扎加尔，1971)

使用CI—NPC图解的步骤是：

(1) 对岩石化学分析结果要进行校正，首先检查Fe_2O_3/FeO比值有无异常，对Fe_2O_3过高的岩石要进行校正，比较简便的是利用Fe_2O_3与TiO_2的比例关系，其上限为：$Fe_2O_3 = TiO_2 + 1.5\%$。如$Fe_2O_3 > TiO_2 + 1.5\%$，其超过部分应换算为FeO。

(2) 取消岩石分析结果之中的H_2O和CO_2等，把其余的组份重新计算为100%。

(3) 用尼格里法计算标准矿物，并根据岩石组合及各种图表判别岩浆系列。

对于亚碱性岩类，可以使用CI—NPC图解。CI代表标准颜色指数，NPC代表标准斜长石成分。

$CI = Ol + Opx + Cpx + Mt + Il + Hm$

$NPC = 100An/(An + Ab + 5/3Ne)$。这是因为按尼格里计算法，$3Ne + 2Q = 5Ab$，一个Ne分子相应于5/3个Ab分子。

然后投图，便可以进行分类和定名。

在这个图上，我们还根据埃曼诺维斯等人（I.F.Ermamovics等）1979年的资料，标出了诺科尔兹（Nockolds）1954年

所得出的下列各种岩浆岩的成分点：(1) 黑云母花岗岩；(2) 平均的碱性花岗岩；(3) 黑云母石英二长岩；(4) 黑云母英云闪长岩；(5) 黑云母花岗闪长岩；(6) 平均的花岗闪长岩；(7) 角闪石—黑云母花岗闪长岩；(8) 平均的英云闪长岩；(9) 角闪石—黑云母英云闪长岩；(10)角闪石—黑云母闪长岩；(11) 平均的闪长岩；(12) 平均的拉斑玄武质安山岩；(13) 平均的辉长岩。与深成岩相比，相应的喷出岩的成分略显酸性。图上还用一条虚线标示了拉斑玄武岩系的安山岩与钙碱性岩系的安山岩之间的界线。当然，所有的界线都是统计性的，不可理解的过死。

由于尼格里计算法可以得到近似真实的原始矿物成分，同时对于蚀变的、变质的岩系均可适用，所以这个化学分类在研究前寒武纪变质火山岩系时被广泛采用，尤其是在加拿大。这虽然是一个分类命名图解，但对判别变质火山岩原岩也有重要参考意义。

(二) Al_2O_3—NPC图解

这个图也是欧文和巴拉加尔1971年提出的。目的是在亚碱性岩类之中划分拉斑玄武岩系与钙碱性玄武岩系。Al_2O_3直接用全

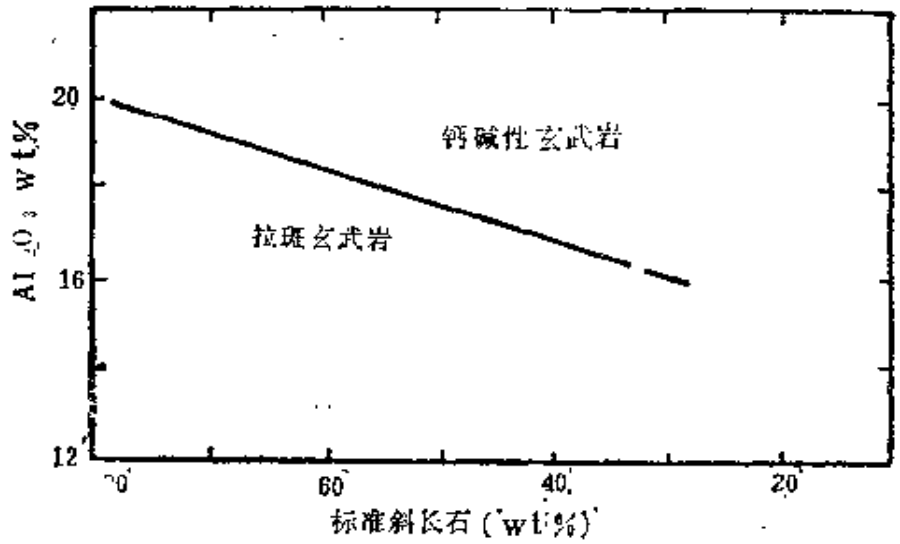


图 2.32 Al_2O_3—NPC图解

(据欧文和巴拉加尔，1971)

岩的Al_2O_3重量%，NPC为标准斜长石成分（NPC = 100An/(An + Ab + 5/3NPC)）。图中分界线的直线方程为 $Al_2O_3 = 12 + 0.008NPC$。这个图解对于判别基性火山岩的原始岩浆系列特别有效，而后面介绍的FAM图解则对派生的中酸性岩石更为适用。

（三）FAM图解

这是一个在判别岩浆系列方面在国内外得到广泛使用的图解。$F = FeO + 0.899Fe_2O_3$，$A = Na_2O + K_2O$，$M = MgO$，均直接使用重量%，并将三者折合为百分数即可。这个图解由来已久，最早是瓦格尔（L.Wager）1939年提出的，用来划分地台区和造山带的不同岩浆系列。后来，久野1953年在此图上用一条虚线划分拉斑玄武岩系与钙碱性玄武岩系。久野1966年又在图上画了若干条典型岩浆系列的成分变异曲线。以后还有不同学者在此图上提出大同小异的分界线与变异曲线。几经抄录，不仅使曲线位置不准确，甚至有人把变异曲线当成了分界线来使用，造成了相当大的混乱。

图2.33a引自都城秋穗1975，这是几条典型岩浆系列的成分变异趋势线。曲线（1）为作为典型的拉斑玄武岩系代表的格陵兰斯卡格德侵入体的岩浆成分变异线；曲线（2）和曲线（3）分别代表日本伊豆—箱根地区平均的拉斑玄武岩系和钙碱性火山岩系；曲线(4)为日本甘木岛钙碱性火山岩系。从图上可以看出，拉斑玄武岩系的突出特征是在分异演化的中期表现出FeO曾一度明显增高，使趋势线发生一个明显的转折，这是与钙碱性火山岩系的一个重要区别。如果要在图2.33a上划出一条分界线来，应在曲线（2）与（3）之间。

拉斑玄武岩系与钙碱性火山岩系的分界线在此图上各位作者所画不尽相同，我们采用欧文和巴拉加尔1971的分界线（图2.33b）。不能认为这条分界线是十分准确的，同样需要考虑统计学的观点，并注意研究具体火山岩系成分变异的总趋势及其特征。

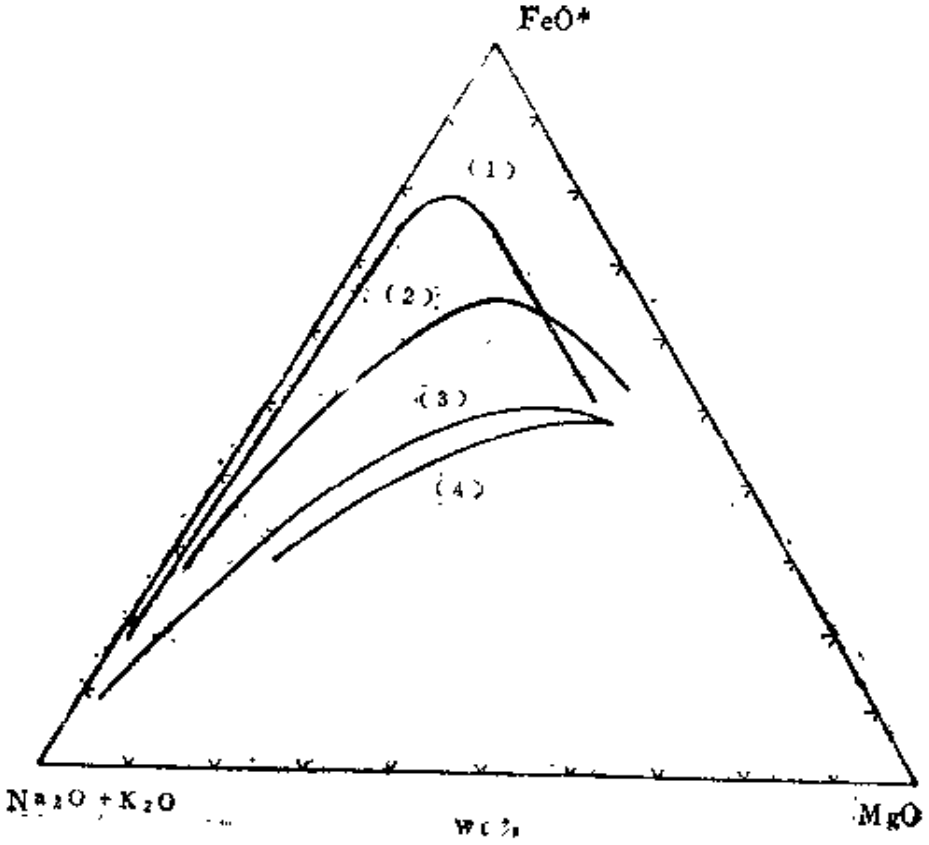


图 2.33a $FeO^*-(Na_2O+K_2O)$ —MgO图解
（据都城秋穗，1975）

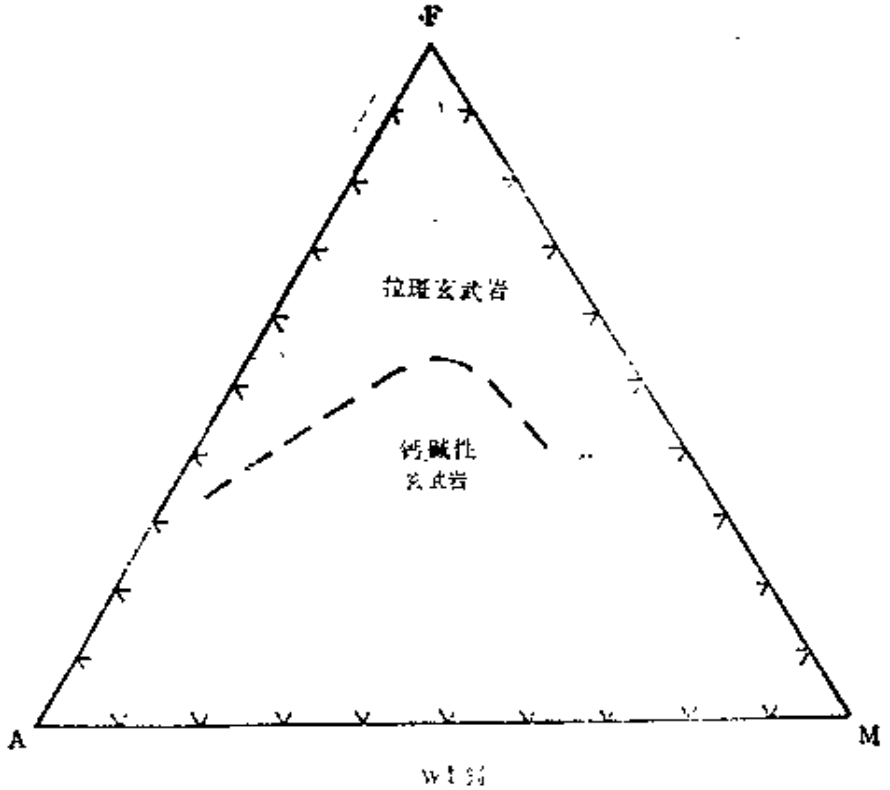


图 2.33b FAM图解
（据欧文和巴拉加尔，1971）

拉斑玄武岩系又称为易变辉石系列，玄武岩的基质中含易变辉石及贫钙普通辉石，SiO_2 48—63%，分异产物不发育，其安山岩富铁，称为冰岛岩，有时有少量英安岩。

钙碱性岩系又称为高铝玄武岩系或紫苏辉石系列，玄武岩的斑晶中常见紫苏辉石，SiO_2 52—70%，可见中酸性分异产物相当发育，有大量的钙碱性安山岩、高钙（CaO>1%）的英安岩和流纹岩等。

（四）MgO—FeO*图解

这个图解（图2.34）是佐莱（W.T.Jolly）1975年根据加

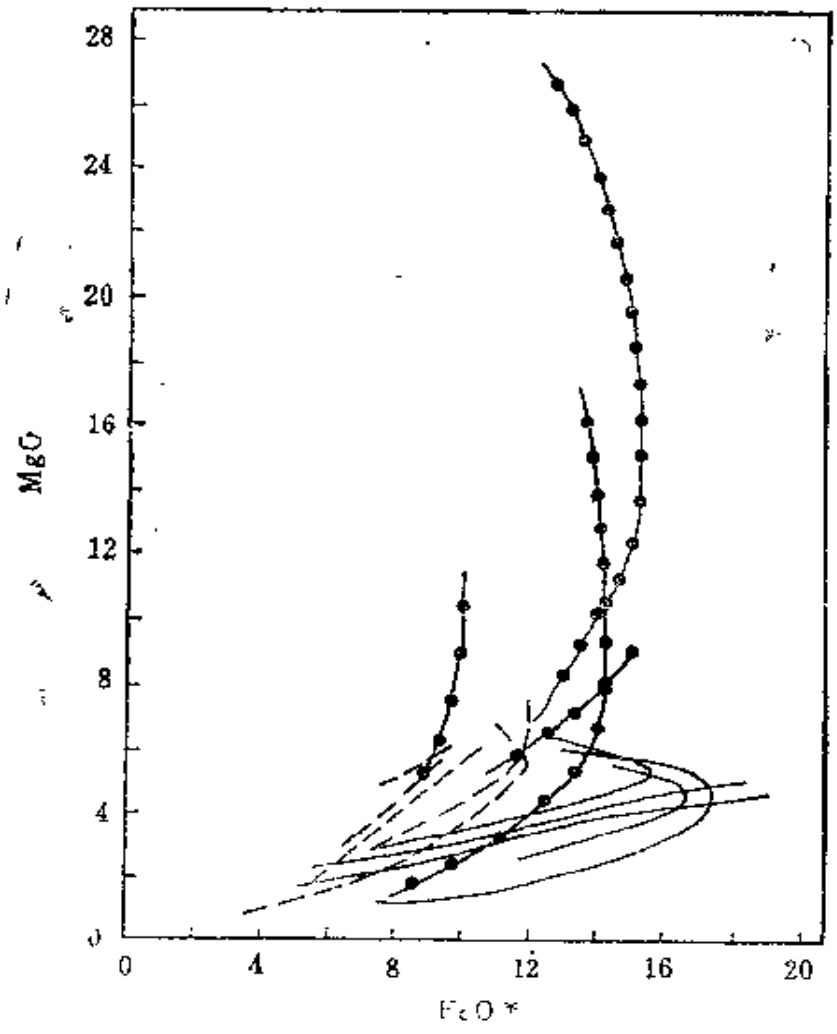


图 2.34 MgO—FeO*图解

（据佐莱，1975）

拿大阿比提比绿岩带的太古宙火山熔岩编制的。虽然图上并没有明确的分界线，但是三个岩套的成分演化趋势十分清楚。图解最上部的加点趋势线称为镁质岩套，或者叫科马提岩套，主要发育于绿岩带的下部。图解右部的实线即通常的拉斑玄武岩套，在绿岩带剖面中段占主体位置，含镁量中等，演化趋势线有一个明显的转折，这反映该岩套的熔浆在斜长石和橄榄石沉淀之后，分异演化到中性熔岩部分强烈富铁（冰岛岩）。图解的左下部虚线代表原始钙碱性岩套的演化趋势，这个岩套的基性部分不发育，而且如同镁质岩套的酸性部分一样，比较富含Fe—Ti氧化物，随着分异作用的进行，Mg、Fe迅速减少，使绿岩带剖面的上部，以安山岩为主。

分析演化趋势最好分别按不同地段、不同剖面系统取样，在图上以不同花纹表示，投点直接用重量%（$FeO^* = FeO + 0.899 Fe_2O_3$）。

（五）拉斑玄武岩系与碱性玄武岩系的判别图解

这5个图解（图2.35—2.39）是由弗劳德（P.F.Floyd）和温彻斯特1975年提出的。利用惰性组份判别古火山岩的岩浆系列和构造位置。

这些图解都是根据Ti、P、Zr、Y和Nb等惰性组份，所以可用于经过蚀变的、海解的、细碧岩化和变质了的各种火山岩。虽然图上划分了大陆碱性玄武岩系(CAB)、大洋碱性玄武岩系(OAB)、大陆拉斑玄武岩系(CTB)和大洋拉斑玄武岩系(OTB)，但从图上可以看出，对区分拉斑玄武岩系和碱性玄武岩系两大系列效果较好，在判别构造位置方面仅可供参考。

既然这5个图解主要用来判别拉斑玄武岩系和碱性玄武岩系，故将这两个岩系在这5个图解上反映的差异在表2.6中作了对比。

在P_2O_5—Zr图、TiO_2—Zr/P_2O_5图、Nb/Y—Zr/P_2O_5图和TiO_2—Y/Nb图上拉斑玄武岩系与碱性玄武岩系之间都可以划出

表2.6 拉斑玄武岩系与碱性玄武岩系的对比

	拉斑玄武岩系	碱性玄武岩系
TiO_2—Zr图（图2.35）	TiO_2大多<1.8wt%；Ti—Zr有呈比例变化趋势；$TiO_2\times10^4/Zr$对大洋型约为150，对大陆型约为70—200	TiO_2大多>1.8wt%；Ti—Zr有水平方向变化趋势；TiO_2相对固定；Zr变化范围较宽
TiO_2—Y/Nb图（图2.36）	Y/Nb>1；大洋型：有水平方向变化趋势，Y/Nb变化大（1—10）；大陆型：一般呈陡的反比例变化趋势；Y/Nb低（<4）	Y/Nb<1；大洋与大陆型均有垂直方向变化趋势
P_2O_5—Zr图（图2.37）	P_2O_5大多<0.25wt%；Zr大多<150ppm；P_2O_5—Zr有呈比例变化趋势；$P_2O_5\times10^4/Zr$约为15	P_2O_5大多>0.25wt%；P_2O_5、Zr均有较大变化范围
TiO_2—Zr/P_2O_5图（图2.38）	$Zr/P_2O_5\times10^4>0.04$；TiO_2大多<1.5wt%；Zr/P_2O_5变化大且与TiO_2有反比或透镜状变化之势	$Zr/P_2O_5\times10^4<0.06$；TiO_2大多>1.5wt%；Zr/P_2O_5相对固定，且有垂直方向变化趋势
Nb/Y—Zr/P_2O_5图（图2.39）	图上呈水平向变化之势；Nb/Y<1.2；Zr/P_2O_5变化大	图上呈垂直变化之势；Nb/Y变化大；$Zr/P_2O_5\times10^4<0.06$

一条分界线来，便构成4个判别图解。皮尔斯1984年认为TiO_2—Zr/P_2O_5图解（图2.38）较好。

需要特别提出的是，对于前寒武纪或其它时代的变质玄武岩来说，确定其为碱性玄武岩系列时一定要慎重。在交代作用或混

合岩化作用下碱质的提高，使国内外每年都有大量的非碱性玄武岩被当作碱性玄武岩加以报导。真正的碱性玄武岩在前寒武纪很

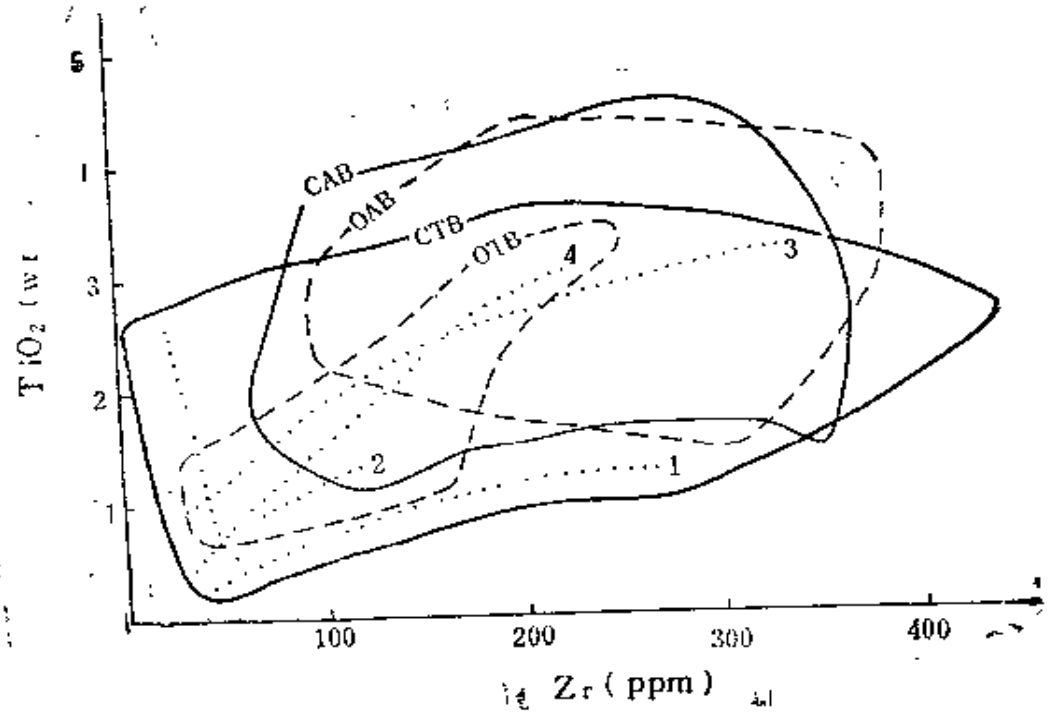


图 2.35 TiO_2—Zr图解

图中CAB为大陆碱性玄武岩，OAB为大洋碱性玄武岩，CTB为大陆拉斑玄武岩，OTB为大洋拉斑玄武岩（下同）

（图2.35—2.39均据弗劳德及温彻斯特，1975）

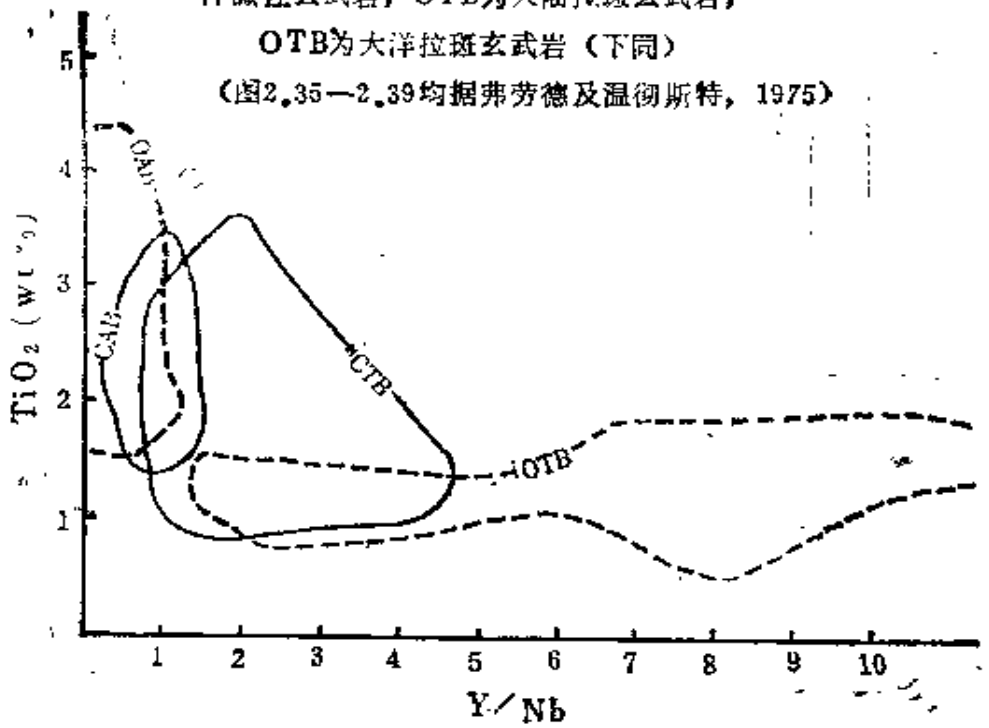


图 2.36 TiO_2—Y/Nb图解

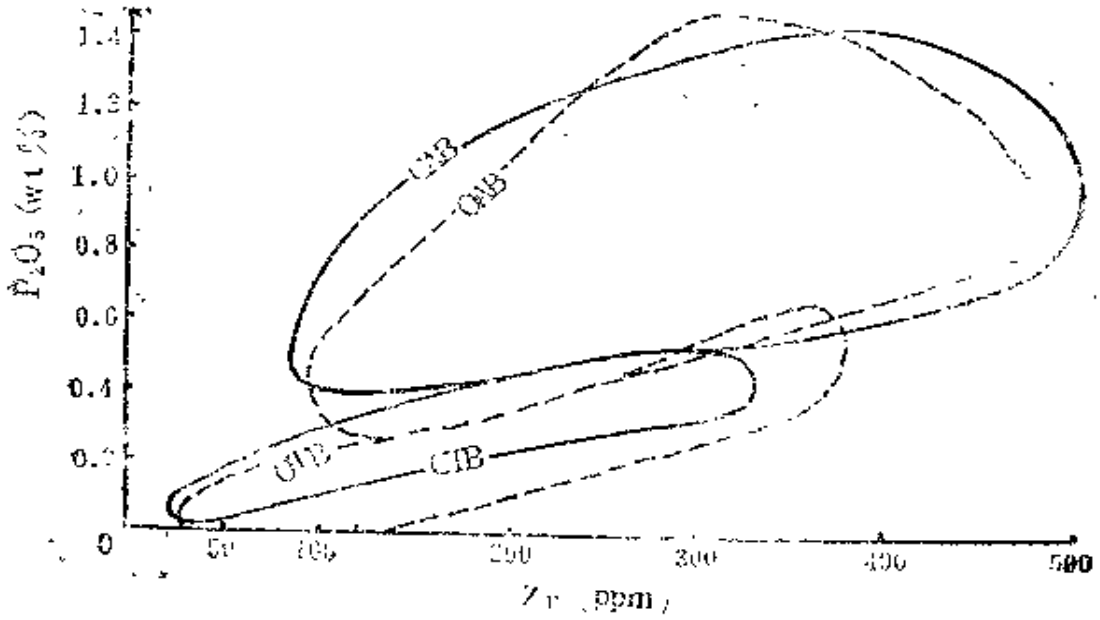


图 2.37 P_2O_5—Zr图解

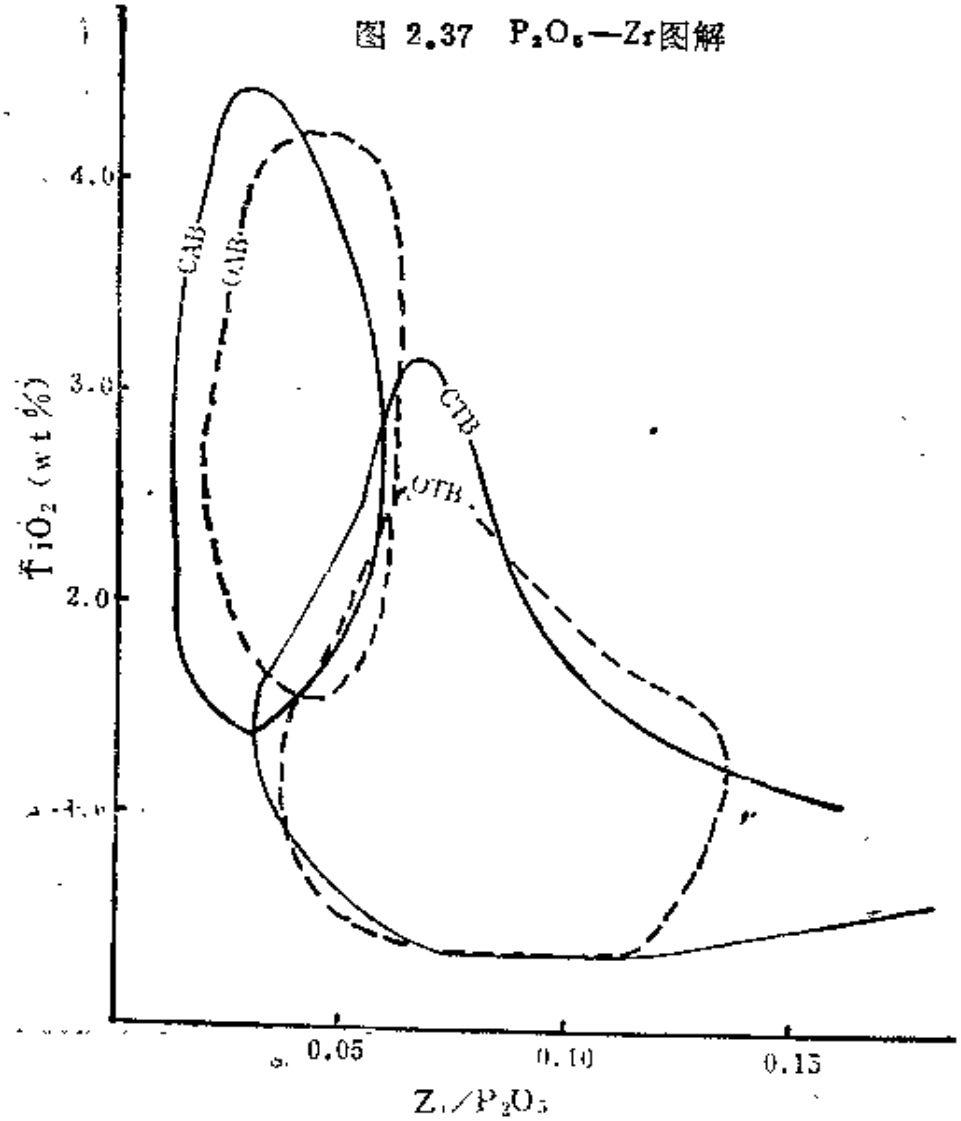


图 2.38 TiO_2—Zr/P_2O_5图解

少见，尤其是太古代。苏联人格拉契夫1983年根据对30000个玄武岩统计的结果认为，18亿年之前未见有碱性玄武岩的存在。

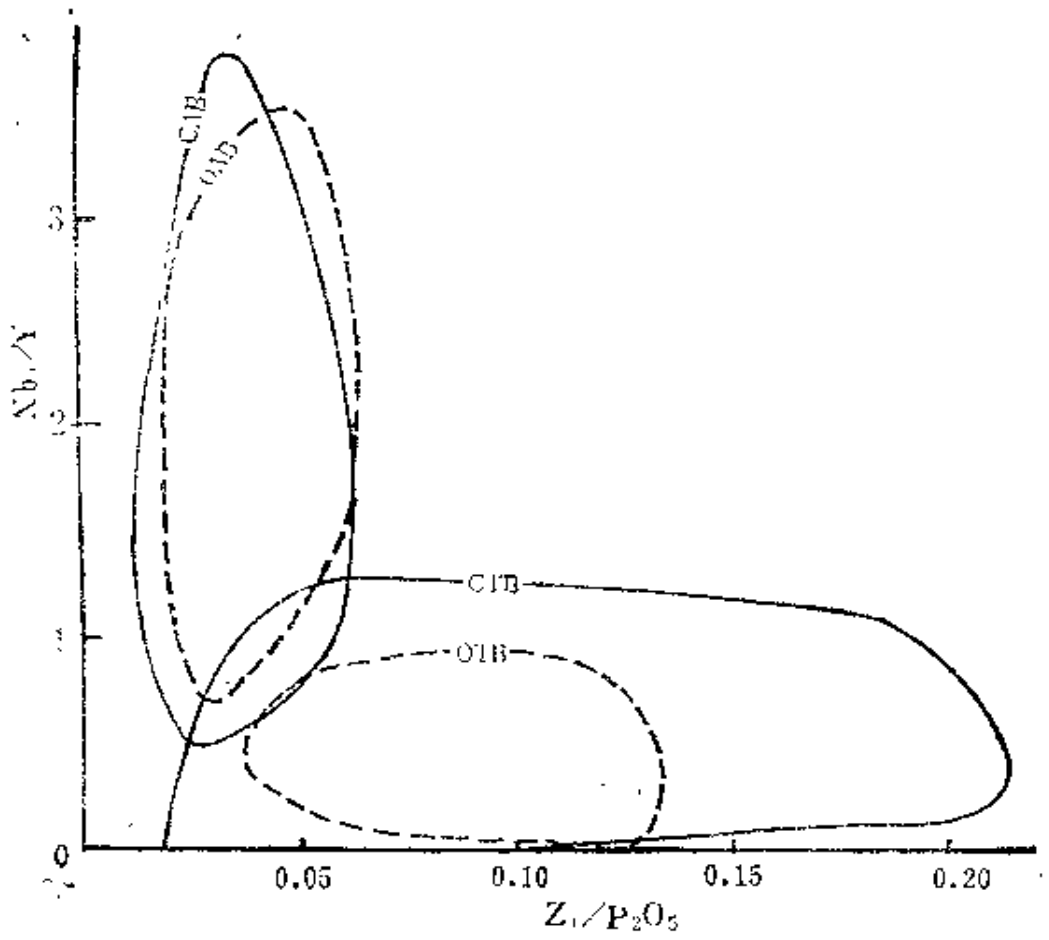


图 2.39 Nb/Y—Zr/P_2O_5图

九、用惰性组份进行变质火山岩分类命名的图解

下面介绍的这6个图解（图2.40—2.45）是温彻斯特和弗劳德1977年提出的。他们选择惰性的微量元素（Ti、Zr、Y、Nb、Ce、Ga和Sc）对玄武岩及其分异产物进行分类，可以象用主要元素一样将火山岩划分开碱性和亚碱性系列及其分异的各种岩石类型。由于使用的是惰性元素，所以这些图解可用于前寒武纪变质火山岩以及各种蚀变的火山岩。只要测试手段能达到标准，往往可以获得比一般所采用的依赖于活动组份的方法更为可靠的分

类命名结果。

（一）SiO_2—Zr/TiO_2图解（图2.40）

Zr/TiO_2比值是一个很有意义的参数。一方面反映岩浆的分异程度，另一方面反映岩浆岩套的碱度。随着玄武岩浆的分异，Zr/TiO_2比值增高。对于碱性玄武岩系列，Zr/TiO_2比值的增加更为显著。同一岩套的大量样品在图解上从左下角到右上角可以显示出它们的分异趋势。

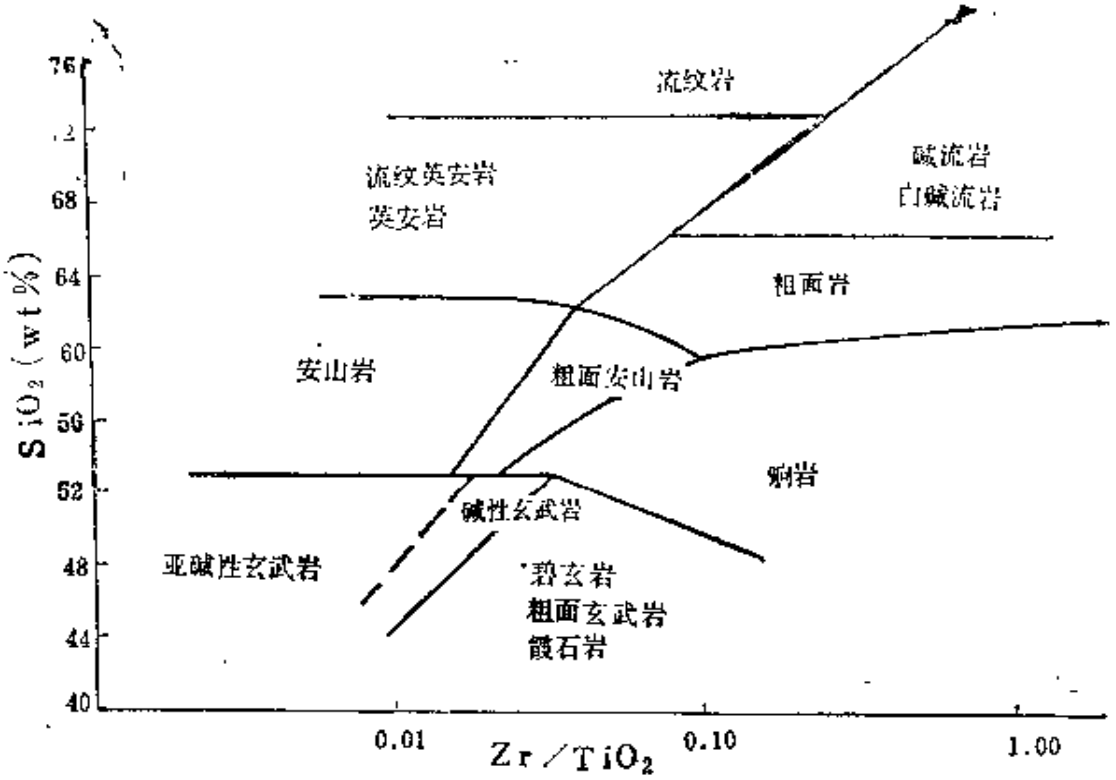


图 2.40 SiO_2—Zr/TiO_2图解

（图2.40—2.45均据温切斯特和弗劳德，1977）

（二）SiO_2—Nb/Y图解（图2.41）

皮尔斯和坎早在1973年已注意到Nb/Y比值是确定玄武岩碱度的一个良好指标。温彻斯特和弗劳德1977年进一步发现Nb/Y几乎只受碱度的影响而与分异作用无关，只是在钙碱性系列中随着分异作用的增强Nb/Y比值略有增加。这个图解用于分类的效

果也不错，只有粗面岩、响岩和粗面安山岩三区的划分比较勉强。

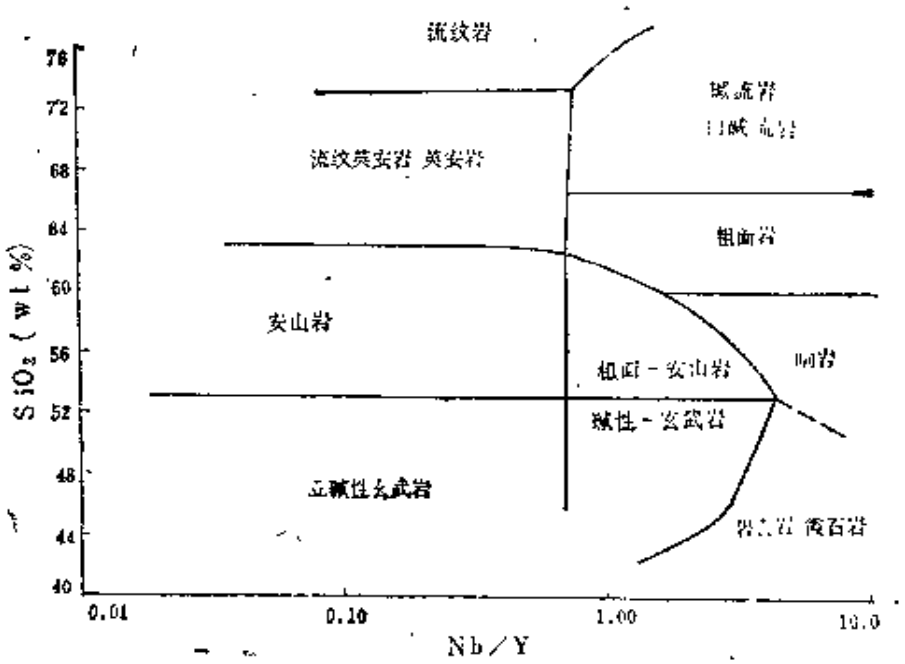


图 2.41 SiO_2—Nb/Y图解

（三）Zr/TiO_2—Nb/Y图解（图2.42）

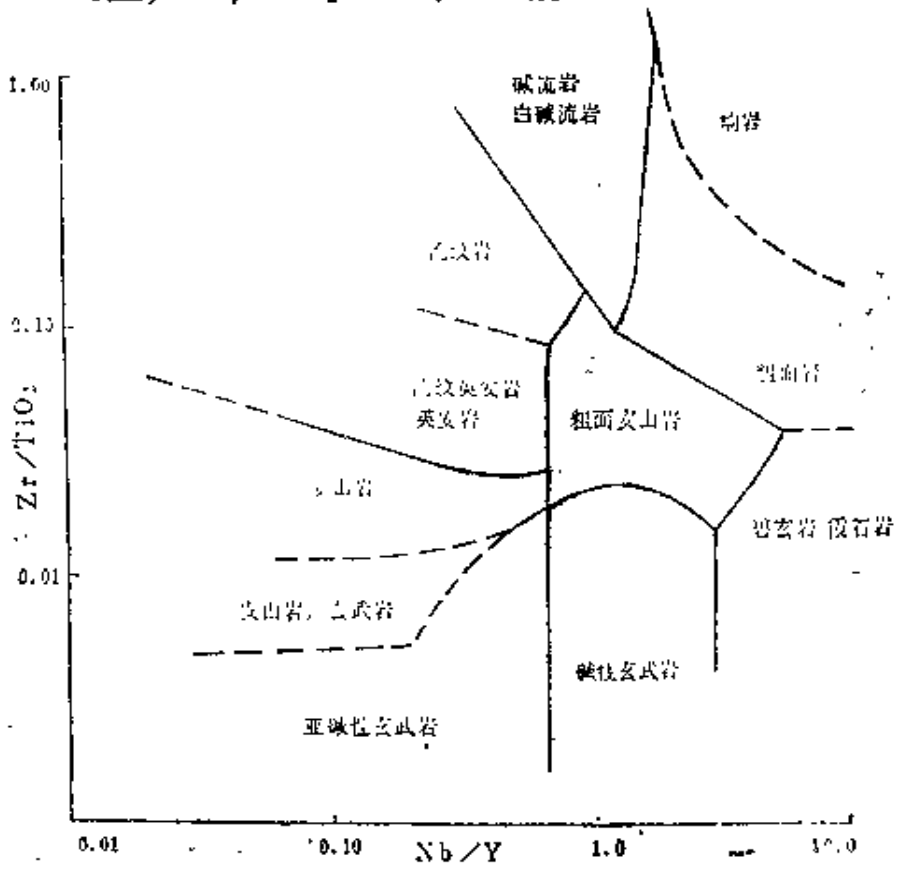


图 2.42 Zr/TiO_2—Nb/Y图解

前面谈到，Nb/Y比值是确定碱度的指标；而Zr/TiO_2比值既指示碱度又指示分异程度。所以这个图上亚碱性岩系占据Nb/Y和Zr/TiO_2都较低的位置；而碱性岩系的Nb/Y比值高，Zr/TiO_2比值从低到高。在分类方面有些响岩落入了粗面岩区。

（四）Zr/TiO_2—Ce图解（图2.43）

在亚碱性岩系的不同岩套中Ce含量从基性岩到酸性岩大体上是固定的，而在碱性岩系中随着分异作用的增强Ce含量显著增高，在图上这两个岩系的Ce含量差别很大。由于缺少资料，分类不够详细，而且划定界线的依据不够，玄武岩和碧玄岩区的分区不太清晰。

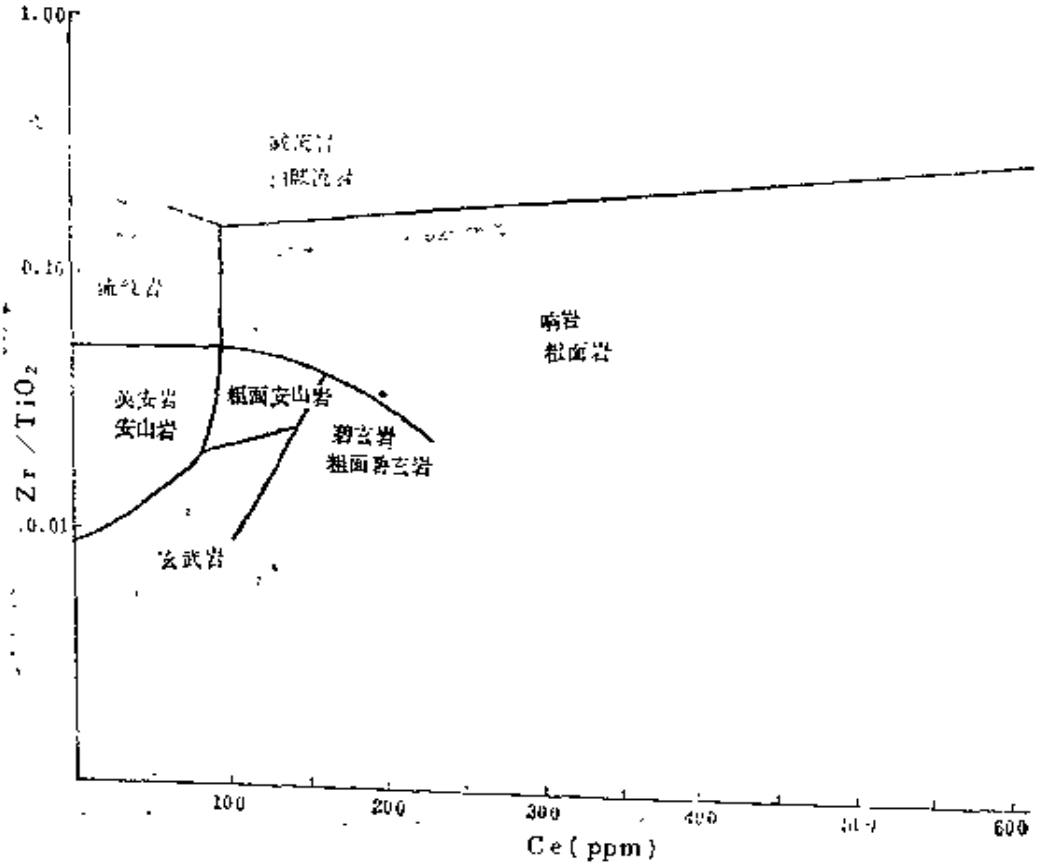


图 2.43 Zr/TiO_2—Ce图解

（五）Zr/TiO_2—Ga图解（图2.44）

和Zr/TiO_2—Ce图解类似，碱性岩系随着分异作用增强Ga含量显著增高；而亚碱性岩系Ga含量变化不大，甚至略有降低。

分类不太理想，在各种玄武岩之间、玄武岩与安山岩之间以及响岩与碱流岩之间都有重叠区。

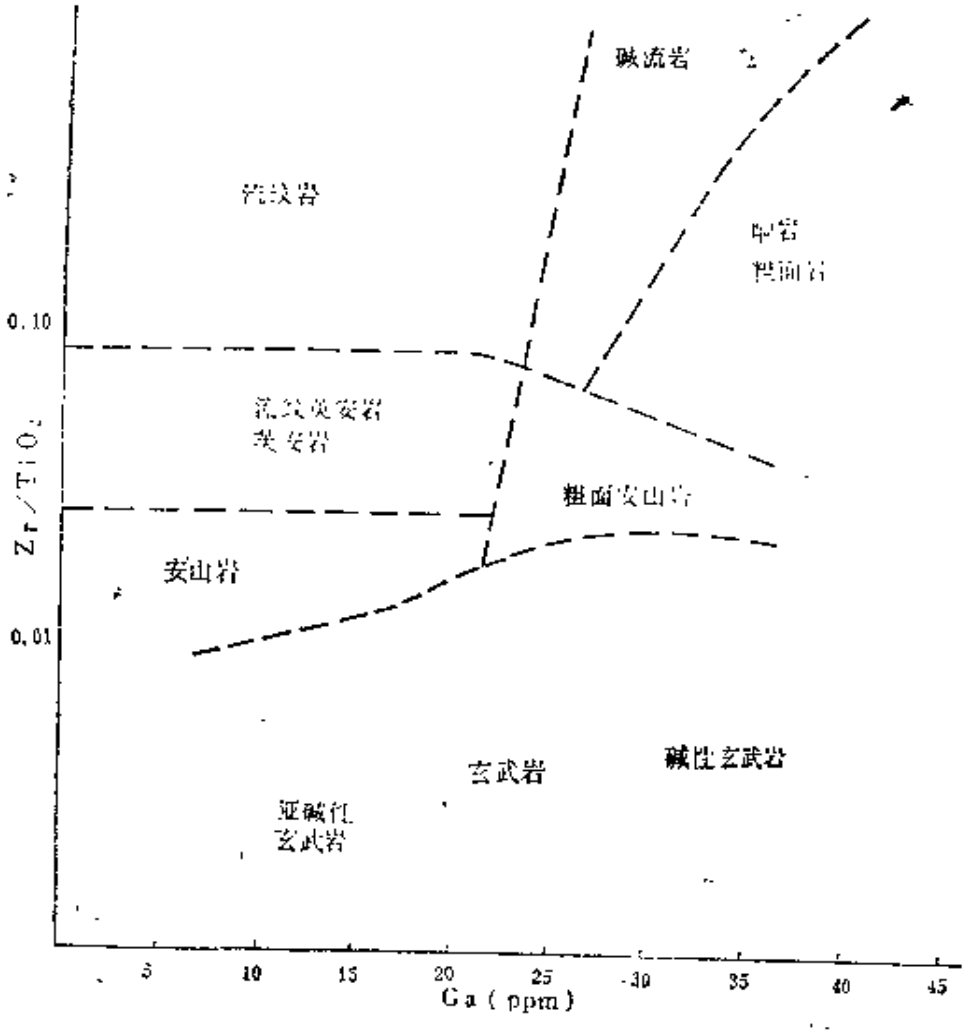


图 2.44 Zr/TiO_2—Ga图解

（六）Ga/Sc—Nb/Y图解（图2.45）

Sc含量无论在亚碱性还是碱性岩系中随着分异作用增强都有显著的降低。所以Ga/Sc比值可以作为确定分异程度的指标。Nb/Y作为确定碱度的指标，这个图上划分的亚碱性和碱性玄武岩比以前的更清楚。碱流岩具有很高的Ga/Sc比值。由于资料贫乏，分类界线不够确切。

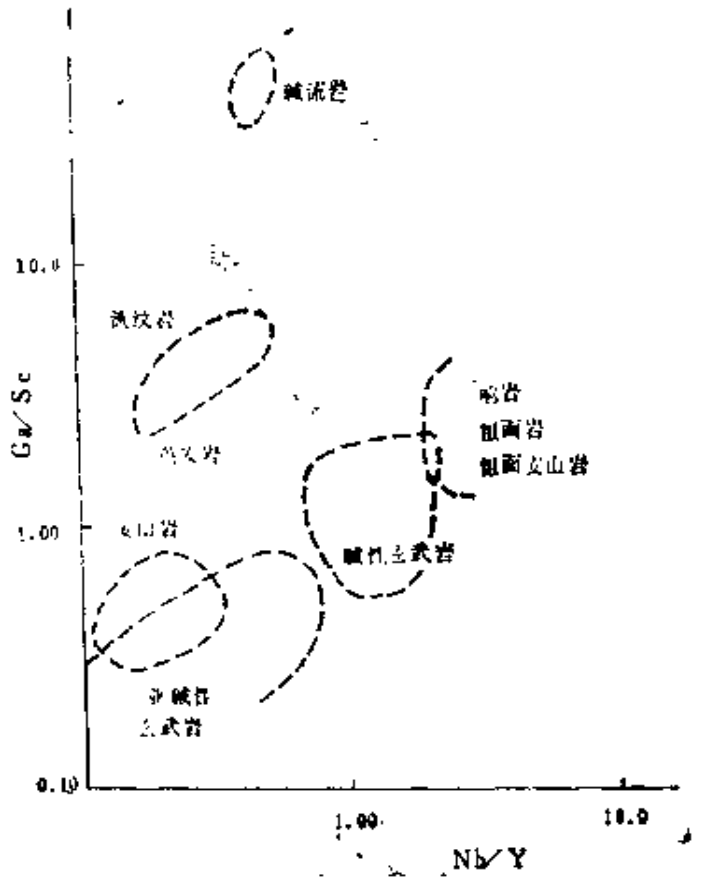


图 2.45 Ga/Sc—Nb/Y图解

小　结

这一章中的大多数图解是根据现代玄武岩编制的，用于前寒武纪或古生代造山带时应持发展演化的现实主义态度。在分析古构造环境时，对于太古宙或显生宙变薄的大陆岩石圈板内玄武岩，可能出现成分上的变异。例如查德威克等人（参看本书75—78）在解决西格陵兰太古宙基性变质岩的构造环境时，便较好地运用了发展的现实主义原则和方法。

第三章　灰色片麻岩及花岗岩类古侵入岩体的进一步判别图解

近年来通过对北大西洋克拉通等地区高级变质地体的深入研究，发现以片麻岩出现的中酸性侵入岩体占重要地位。有人甚至认为长英质片麻岩构成高级变质区的80—90%（Windley，1977）。其中最特征的是一种高Na/K比值的由英云闪长岩—奥长花岗岩系列的侵入岩变质而成的“灰色片麻岩”，例如格陵兰的阿米佐克片麻岩和努克片麻岩等地体，McGregor 1973年首先确定了它们的侵入起源。此后在许多古老地盾区都有发现。不仅高级区，在低级区绿岩带的外围也往往有灰色片麻岩分布。它们的年龄老、分布广，和早前寒武纪许多重大地质问题有关，所以灰色片麻岩便成为当今世界各国从事早前寒武纪研究的人员所普遍关注的课题之一。

这个课题取得进展还与研究手段的突破有关。特别是由于近年来对稀土元素或其它微量元素在进行岩浆成岩过程的定量模型计算方面获得了长足的进展，从而带动了灰色片麻岩和其它古侵入岩体成岩过程的研究。这就不仅在岩石学与地球化学方面获得新的认识，而且对探索古构造与古地热环境、了解原始地壳成分与起源、探索高级区与低级区之间的关系等地球演化问题提供了重要的信息。

我国前寒武纪地质工作者近年来也开始注意到这个课题的研究，例如对辽宁清源太古宙英云闪长岩体和河北遵化太古宙灰色片麻岩的报导等。现在看来，仅仅着眼于早已被确认为“岩体”的研究是不够的，有许多岩体不仅被当作了“混合岩”，有的甚至被当成“地层”看待，这是在前寒武纪区测和研究工作中值得特别注意的问题。

处在长期争论之中的混合岩与花岗岩问题也与这个课题相关联，限于本书的主题和篇幅，不能涉及混合岩与花岗岩成因问题和成因类型的各个方面，只能选择性地介绍一些图表，以便对中酸性侵入岩体的原始岩浆类型与侵入时可能的构造环境提供某些线索。

一、划分类型与系列的图解

（一）An-Ab-Or分类图解

这是在研究灰色片麻岩体或其它中酸性侵入岩体时常用的分类图解。图3.1A是由奥康诺（O'Connor）1965年提出来的。利用CIPW计算法得到标准分子An、Ab和Or，然后把这三者折算为百分数即可进行投图。图3.1B是巴克尔（F.Barker）1979年提出的修改方案。把奥长花岗岩与花岗岩的分界改为由$Ab_{70}Or_{30}$向An_{100}方向延伸，把奥长花岗岩与英云闪长岩的分界改为由$Ab_{70}An_{30}$向$Ab_{40}Or_{60}$方向延伸。从最近几年发表的文章来看，巴克尔的修改方案还是没有奥康诺的原分类方案应用得广泛。

使用这个分类图解时需注意，该图解仅限于$SiO_2 \geqslant 63\%$的中酸性岩类。由于它没有考虑铁镁组份及石英的含量，所以如果把中基性岩石或紫苏花岗岩类投入此图，也可以得到某种命名，而导致不正确的结论。

实际上，从阿米佐克片麻岩等岩体的化学成分来看，太古宙大多数灰色片麻岩的化学成分是变化不大和类似的。巴克尔1979年提出奥长花岗岩（狭义的）的主要元素含量范围一般是：

（1）SiO_2 68—75%。

（2）当SiO_2为70%时，Al_2O_3一般>15%；当SiO_2为75%时，Al_2O_3<14%。

（3）（FeO*+MgO）<3.4%，FeO*/MgO通常是2—3

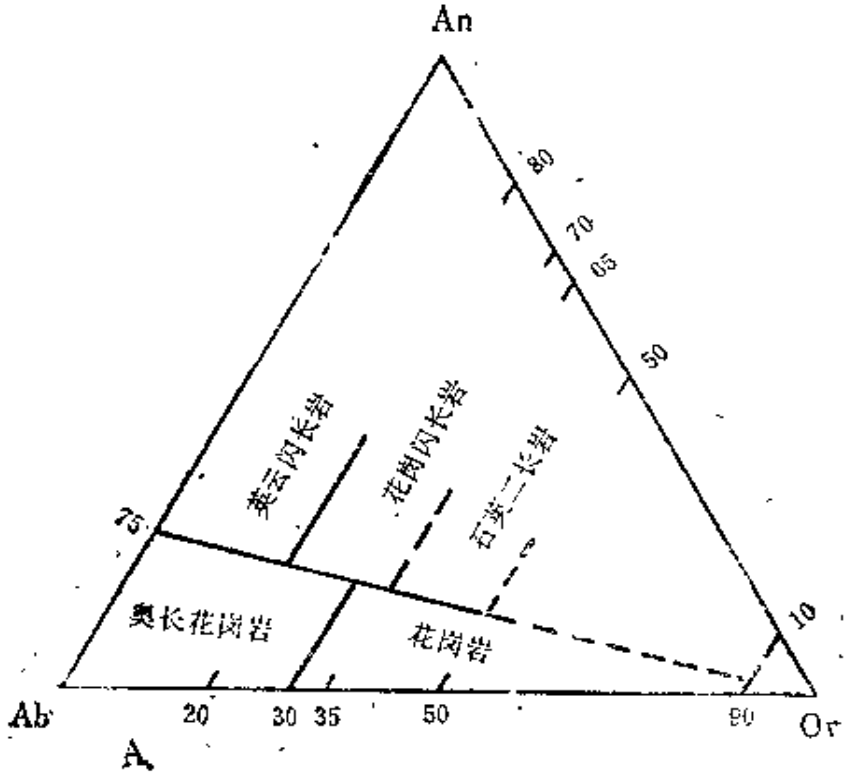


图 3.1A An-Ab-Or分类图解
(据奥康诺，1965)

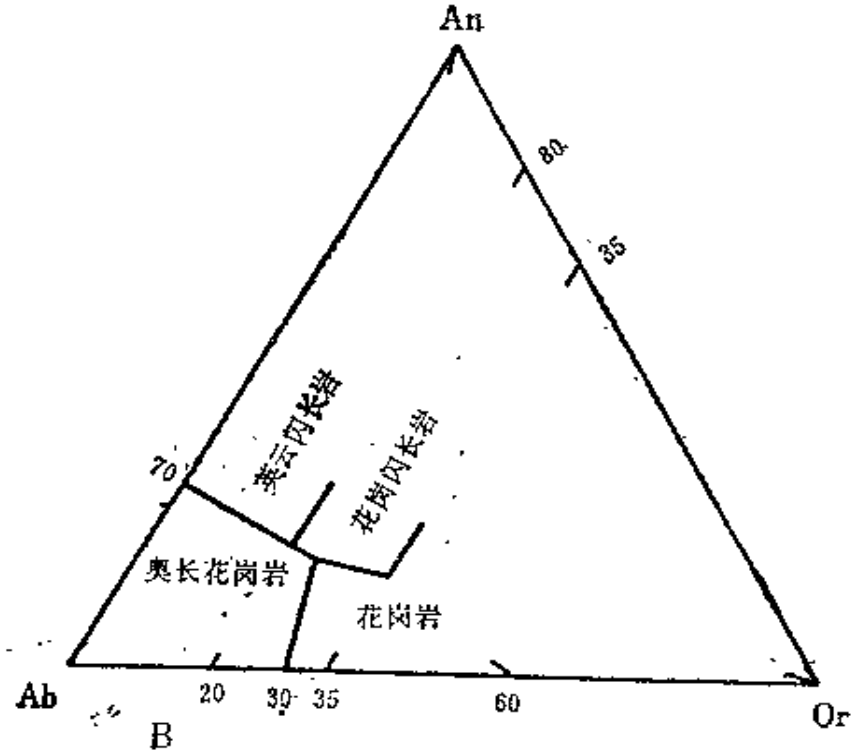


图 3.1B An-Ab-Or分类图解
(据巴克尔，1979)

（FeO*是指以全铁作为FeO）。

（4）CaO 4.4--4.5%（钙质奥长花岗岩）和1.5—3.0%（典型值）。

（5）Na_2O 4.0—5.5%。

（6）K_2O<2.5%，典型的<2%。

从阿米佐克片麻岩(McGregor，1975)和西澳皮尔巴拉地块(B.M.Jahn等，1981)等地的灰色片麻岩成分变化范围来看，基本上落在英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩的交界线附近，所以江博明（B.M.Jahn，1981）称之为TTG型岩浆岩组合。

总之这是一个特殊的钠系列的岩类。McGregor（1979）提出它们的成分特征是：英云闪长岩SiO_2 62—68%，K_2O<2%；奥长花岗岩SiO_2 69—74%，K_2O 1—2%；花岗闪长岩SiO_2 69—74%，K_2O 2—3%。

当然，在灰色片麻岩地体内部或外部，成分变化都有一定的连续过渡性。因此，如果仅仅依据主要元素在这个图解上的位置，便对灰色片麻岩进行判别，并给予进一步的分类和命名，也会出现某些问题。对具体岩石的正确命名，最好要结合考虑岩体产状（排除火山岩）、总体岩系特征（钾系还是钠系）、矿物成分(特别是铁镁矿物含量和斜长石成分）、颜色指数以及稀土元素分布型式等等，相互验证，才能使判别更有依据，而避免片面性。在加拿大，为了便于在野外肉眼容易判别，通常按铁镁矿物的含量来区分英云闪长岩和奥长花岗岩，后者含铁镁矿物<5%。当然，斜长石的标号更重要，如果主要由钠长石组成，可称为钠长花岗岩。

（二）K-Na-Ca图解

由巴克尔和阿思（Arth）1976年首先提出，和上述An-Ab-Or分类图解类似，本图解（图3.2）用来反映各种长英质岩浆岩组合构成的总体岩浆系列。严格地说也应当用An-Ab-Or作为三个端员，但考虑到在铁镁矿物含量极少的情况下，全岩的K_2O、Na_2O和CaO可以反映长石性质，所以本图解直接应用全

岩K_2O、Na_2O和CaO的重量百分数，把三者折算为百分比即可投图。图中标示了由典型地区大量分析结果显示出来的两个岩系的化学变异趋势。以实线为代表的奥长花岗岩系趋势线主要是依据芬兰西南部的Unsikaupunki—Kalanti地区从辉长岩、闪长岩、英云闪长岩到奥长花岗岩的完整系列作出的。以虚线为代表的一般钙碱性岩系趋势线则是依据南加里福尼亚的大岩基作出的。

由于铁镁矿物含量极少，$CaO:Na_2O:K_2O$大致相当于An:Ab:Or，所以在本图上也可以叠置上An-Ab-Or分类界线，可以同时了解各岩系岩石类型的变化。

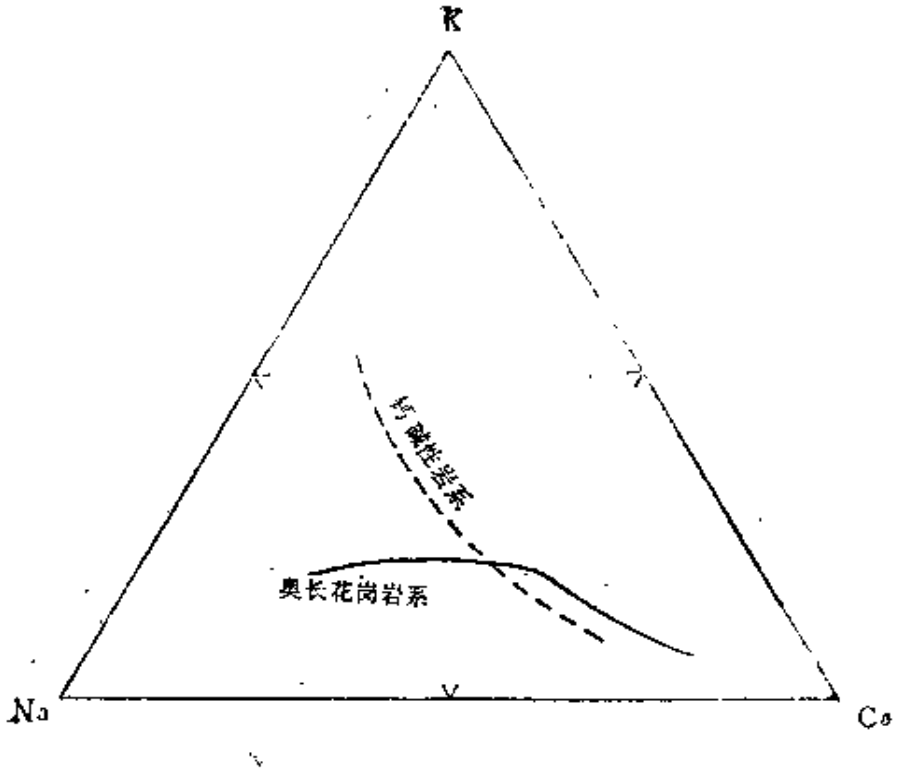


图 3.2 K-Na-Ca图解
（据巴克尔和阿思，1976）

（三）Q-Ab-Or图解

这个图解（图3.3）最初也是由巴克尔和阿思1976年和K-Na-Ca图解一起提出来的。这里未表示An，而表示了Q，等于从另一个侧面来看两个岩浆系列的演化。Q、Ab和Or也是用CIPW

计算法获得，再将三者折算为百分比即可。原图上只有左下角的两个箭头表示两个系列的成分变异趋势。

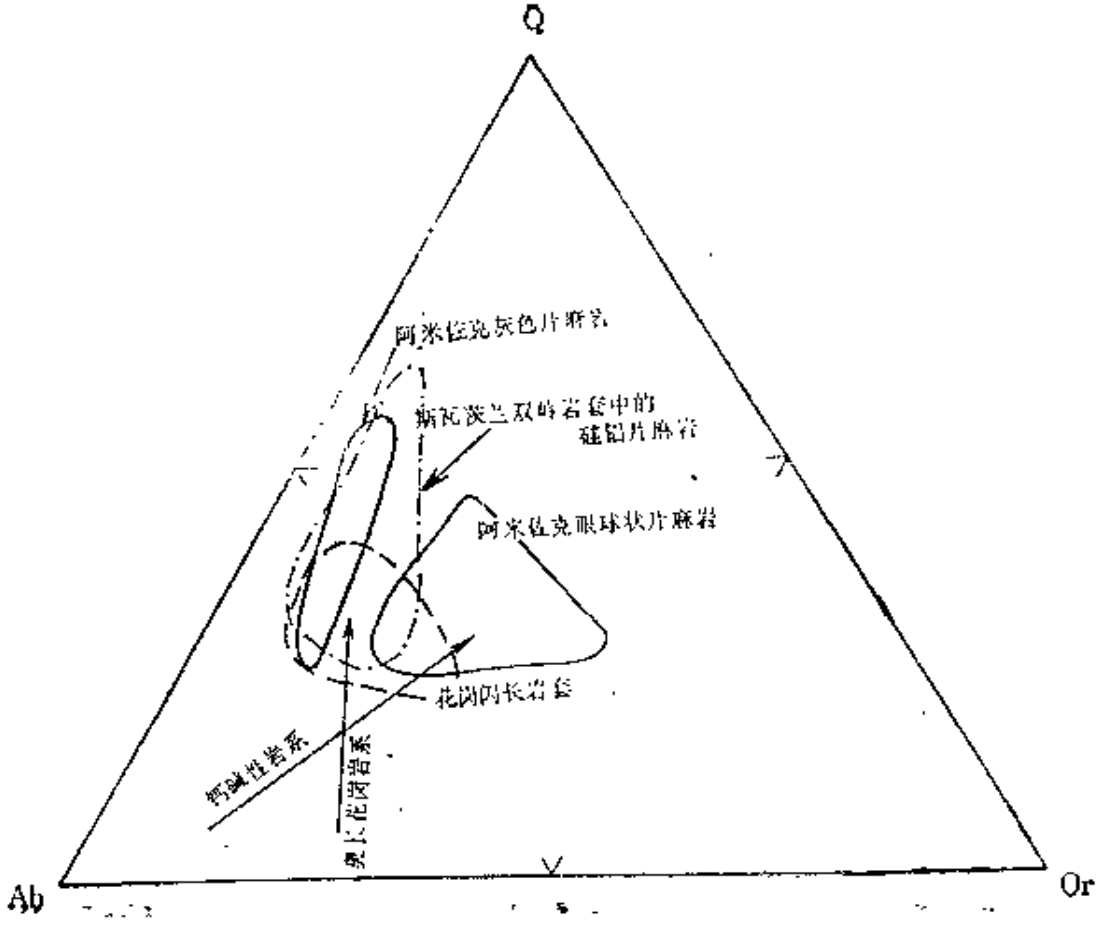


图 3.3 Q-Ab-Or图解
（据考列逊等，1979）

奥长花岗岩系列的趋势线单纯地表现为Q的升高，始终没有Or的增加。而钙碱性岩系的演化趋势则既有Q的提高，也有Or的增加。Colleson及布里奇沃特1979年在此图上标绘了某些典型岩套的成分范围，有助于在实际工作中帮助分析和对比。

二、判别构造位置的图解

（一）花岗岩构造位置判别图解

这4个图解（图3.4a、b和3.5a、b）是J·A·皮尔斯、N·B·W·Harris及A·G·Tindle 1984年提出的。他们将花岗岩按其侵入

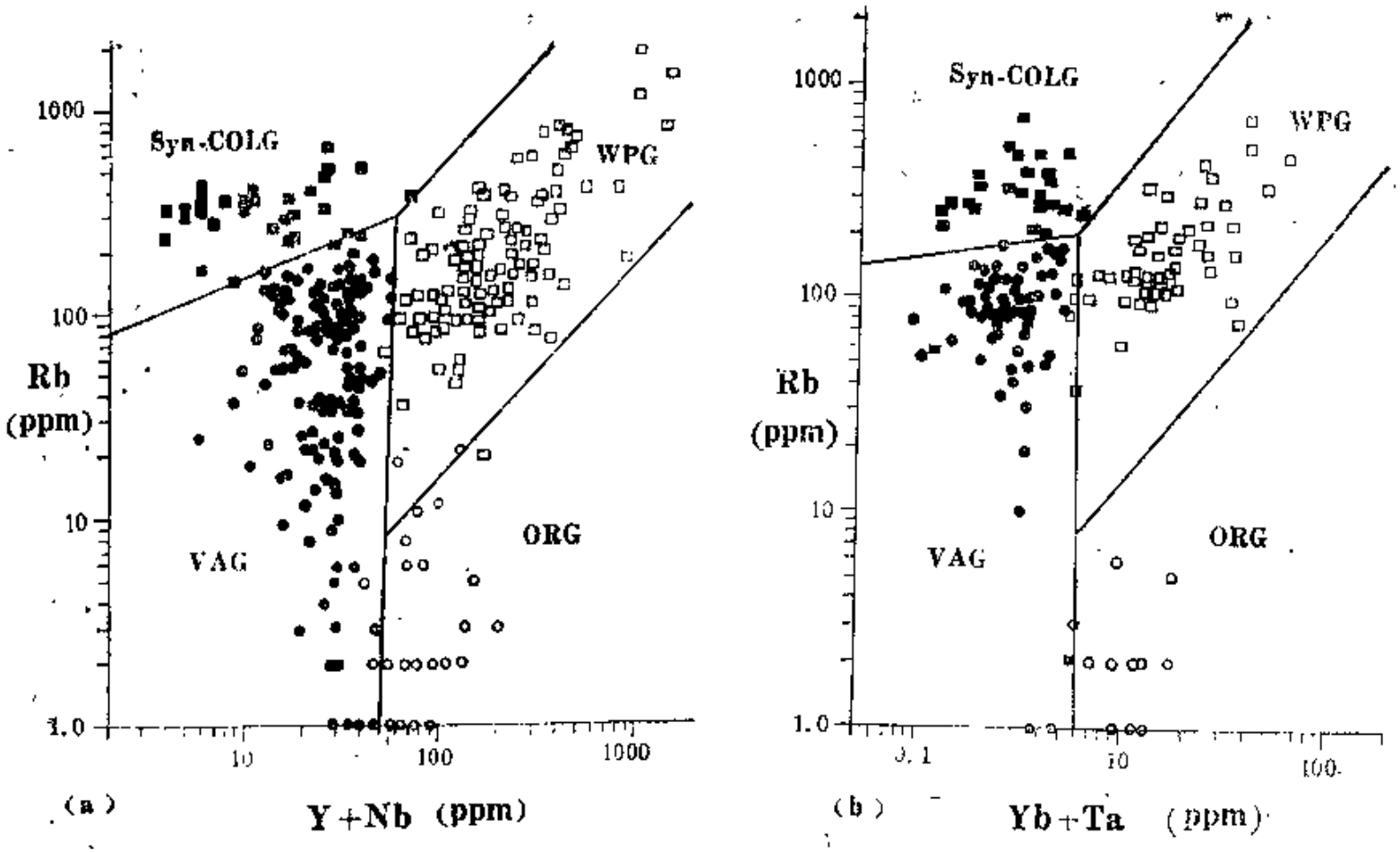


图 3.4a,b Rb－（Y＋Nb）和Rb－（Yb＋Ta）图解

ORG为洋中脊花岗岩，VAG为火山弧花岗岩，WPG为板块内花岗岩，Syn-COLG为同构造的碰撞带花岗岩（据皮尔斯等，1981）

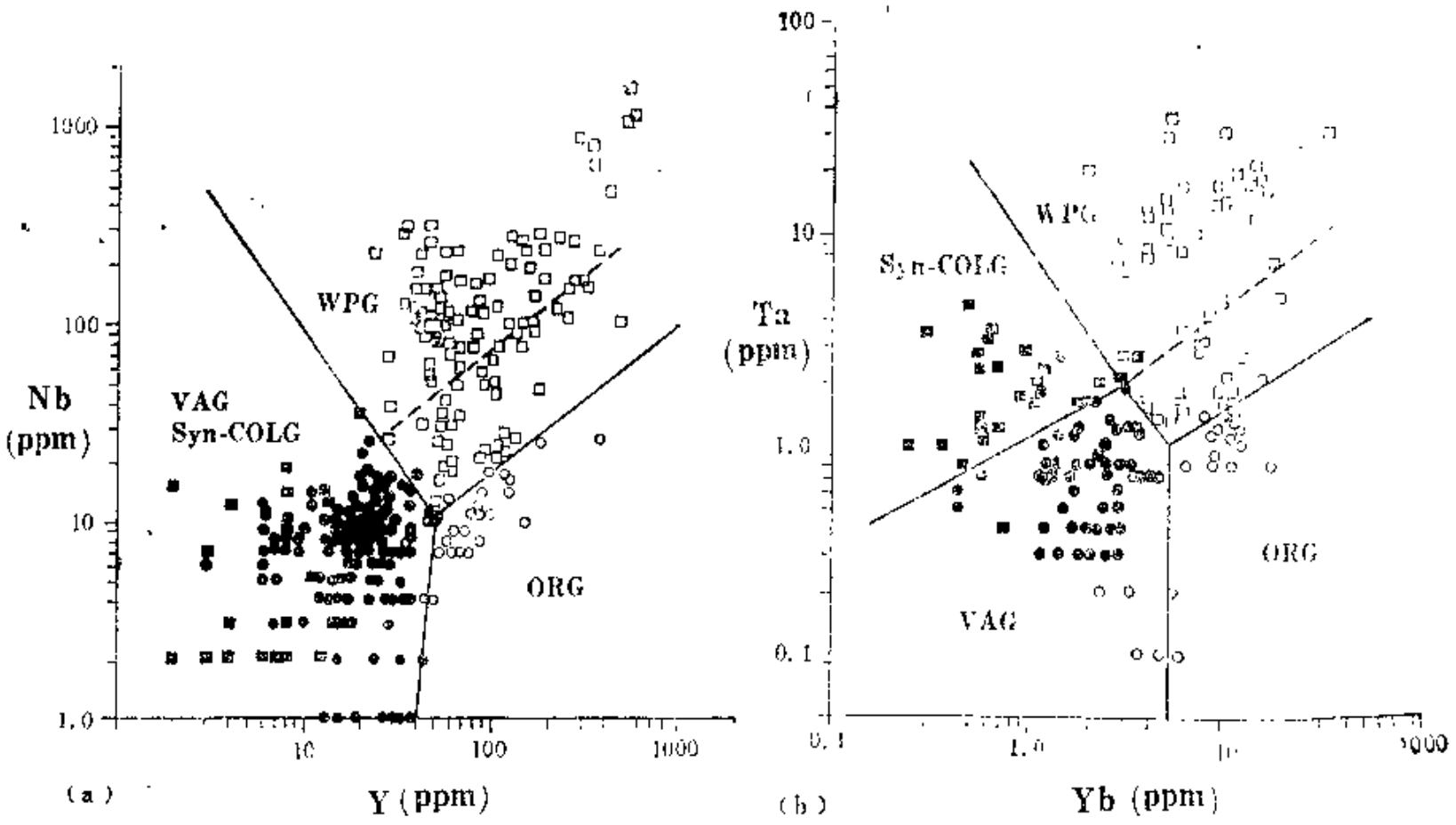


图 3.5 a、b Nb-Y和Ta-Yb图解

图例及代号同图3.4 (据皮尔斯等, 1984)

的构造位置划分为洋中脊花岗岩（ORG）、火山弧花岗岩（VAG）、板块内花岗岩(WPG)和碰撞带花岗岩（COLG）四种类型，收集并研究了600个以上已知构造位置的花岗岩的微量元素资料，发现上述四种构造位置的花岗岩表现了各自不同的微量元素特征。

花岗岩复杂的成岩历史、晶体沉淀、大陆壳混染、挥发性流体造成元素的丧失和再分配以及某种富含微量元素的副矿物的晶出等等原因，均使其化学成分变化很大。但是，另一方面，对花岗岩判别的有利因素是通常他们遭受的蚀变程度很低。因此，无论是活动组份还是惰性组份均可作为判别标志，而不象对于玄武岩那样特别强调惰性组份。总之，在Rb-Y-Nb和Rb-Yb-Ta图解中，四种类型花岗岩最清楚的分野，可以反映出不同构造位置花岗岩的各自成岩历史。

从四个图解上可以看出，洋中脊花岗岩的Rb低，Nb和Ta也低，而Y和HREE高；板内花岗岩的Y和HREE高，大多数板内花岗岩Nb和Ta也高；同构造的碰撞带花岗岩Y和HREE低，但是Rb高；而火山弧花岗岩的Rb、Nb、Ta、Y和HREE均低。构造后的碰撞带花岗岩在图上可以投入除洋中脊区之外的所有各区之内。

事实上，花岗岩构造位置的判别不会象图解所反映的这样简单，构造上或成岩过程的复杂性会造成某种例外，需要具体分析。叠加在消减带之上的洋中脊花岗岩，如塞浦路斯的特鲁多斯岩体便投入火山弧区。又如斜长石的沉淀，可以使洋中脊或板内花岗岩投入火山弧区。

此外，由于这些图解都是根据显生宙岩石的分析结果和构造条件的差异编制的，所以这些图解不适用于前寒武纪，但可能对前寒武纪花岗岩的形成环境提供某种信息。

（二）Yb—Al_2O_3图解

这是一个用于判断奥长花岗岩系岩石形成的古构造环境方面

很有用的图解(图3.6)。科尔曼和彼得曼 (R.G.Coleman和Z.E.Peterman) 1975年已注意到蛇绿岩套中的奥长花岗岩所含重稀土元素明显地高于大陆环境的英云闪长岩。巴克尔和阿思1976年把奥长花岗岩系岩石划分为低Al_2O_3和高Al_2O_3的两种类型，并提出了各自不同的成因模式。当部分熔融时在残渣中如包含斜长石，则基性变质岩的熔融产物便出现低Al_2O_3型；而如果石榴石及（或）角闪石作为残渣相，则熔融产物为高Al_2O_3型。同时，阿思(1979)又注意到大洋与大陆环境下的奥长花岗岩之间的差异也体现在Al_2O_3的含量上。大陆奥长花岗岩含Al_2O_3一般>14.5—15%，从而设计了这个图解。

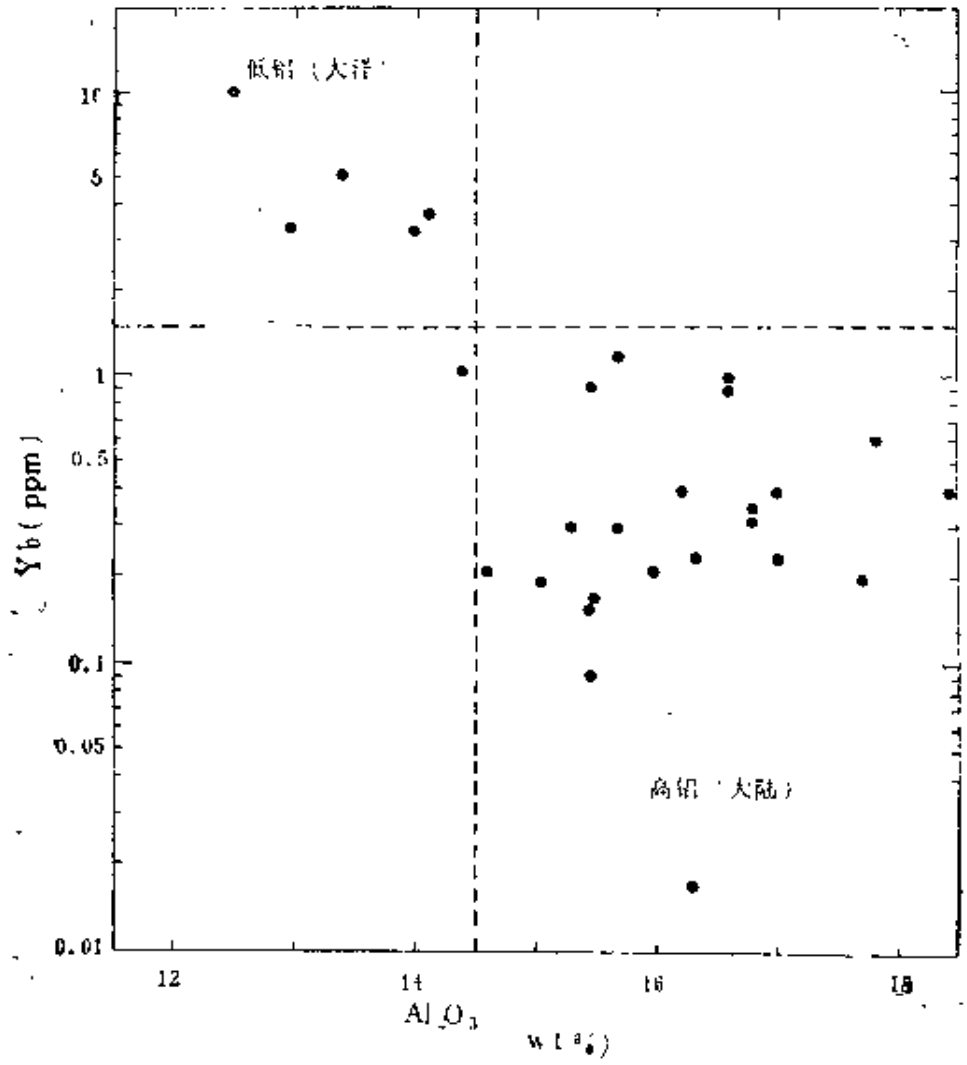


图 3.6 $Yb-Al_2O_3$图解
（据阿思，1979）

需要指出的是，这个图解上大洋与大陆奥长花岗岩之间的分界并非一条截然分开的界线。因为巴克尔等人1976早已认识到高Al_2O_3与低Al_2O_3型奥长花岗岩之间有一个连续的变化系列。发育于岛弧成熟阶段的岩石及大陆边缘早期阶段的岩石均属于大洋型与大陆型之间的过渡类型。南非斯瓦茨兰早太古宙双峰式岩套之中就既含有高Al_2O_3型也有低Al_2O_3型的奥长花岗岩。需要说明的是：双峰式岩套中的长英质岩石必须是奥长花岗岩系，而不应当是钙碱性系列。

（三）不同构造环境的奥长花岗岩稀土元素型式图

阿思（1979）的这个图解（图3.7）表现了四种不同构造环境下的奥长花岗岩及化学成分上与其相当的英安岩的球粒陨石标准化的稀土元素型式。都是依据中、新生代已知的典型构造环境下的样品作出的。蛇绿岩套的奥长花岗岩采自塞浦路斯的特鲁多斯岩

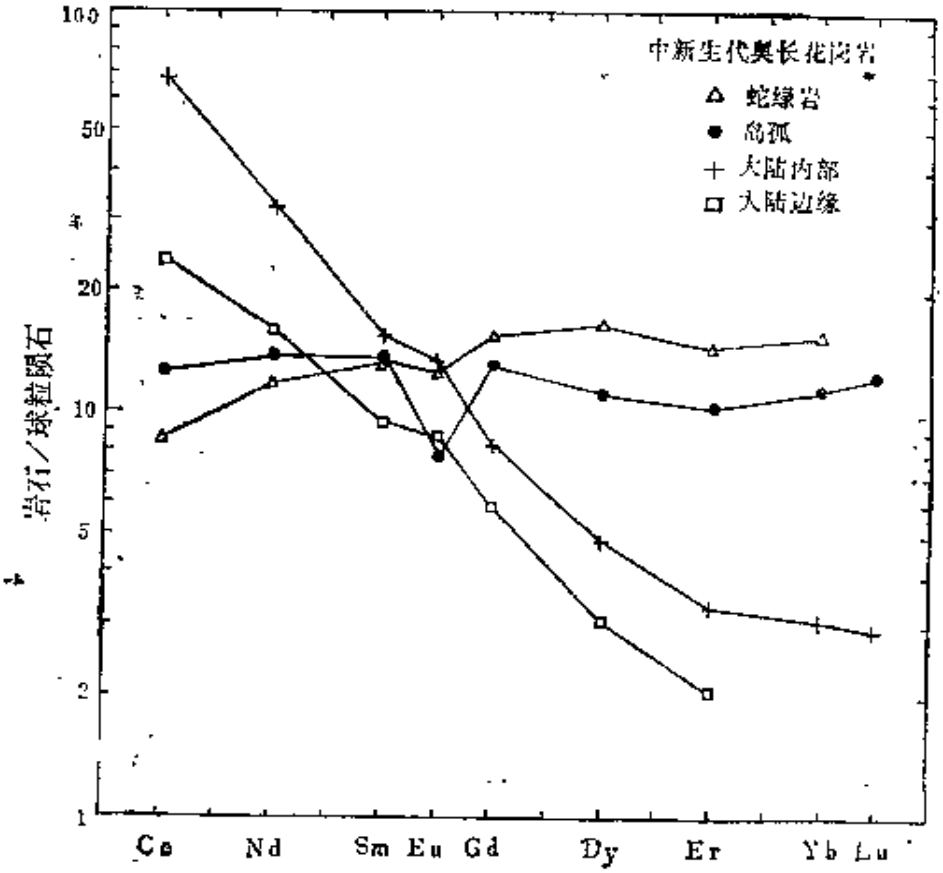


图 3.7　不同构造环境的奥长花岗岩稀土元素型式图
（据阿思，1979）

体，岛弧英安岩采自太平洋中的马利亚纳群岛中的塞班岛，二者的稀土元素型式都近于水平，都有不同程度的Eu负异常，而且重稀土元素含量高。这两种属于低Al_2O_3型奥长花岗岩系，一般形成于大洋环境。

大陆边缘奥长花岗岩以加里福尼亚的克拉马思岩基为代表，大陆内部英安岩以新墨西哥州的一种英安岩为代表，这后二者都有稀土元素的强分馏型式，不同程度的Eu正异常和重稀土元素的强烈亏损（Yb小于球粒陨石值的8倍，甚至只有球粒陨石值的2—3倍）。这两种属高Al_2O_3型，一般形成于大陆环境。

据阿思等人研究，低Al_2O_3型奥长花岗岩浆是在较浅深度下由玄武岩浆分离结晶或部分熔融而成，残留固相以斜长石为主。高Al_2O_3型是在中等或较大深度下由玄武岩浆分离结晶或部分熔融而成，残留固相含角闪石及（或）石榴石。

（四）K_2O—SiO_2图解

图3.8是科尔曼和彼得曼1975年在研究蛇绿岩套中的大洋斜长花岗岩的文章中提出来的。这里所说的斜长花岗岩是一个有关岩石系列的名词，包括大洋拉斑玄武岩分异的各种浅色岩石，从闪长岩、英云闪长岩、奥长花岗岩到纳长花岗岩，它们都形成于大洋环境。以高硅、低铝、高重稀土元素和低钾等特征，区别于相应的大陆花岗质岩石（参看图3.6,3.7）。

在主要元素方面，大洋斜长花岗岩最重要的特征是含钾特别低。所以科尔曼等人设计了这个半对数座标的K_2O-SiO_2图解。从图上可以看出，大洋斜长花岗岩比大陆花岗斑岩含K_2O低一个数量级。大陆花岗斑岩的K_2O/K_2O+Na_2O比值约为49%，而大洋斜长花岗岩只有约5%。而且从K_2O的含量角度看，大陆花岗斑岩与大洋斜长花岗岩之间没有过渡类型。

原作者强调，大洋斜长花岗岩的这种低钾性质是原生的。但钾钠作为活动组份，在实际工作中应注意它们在交代作用中可能受到的干扰。

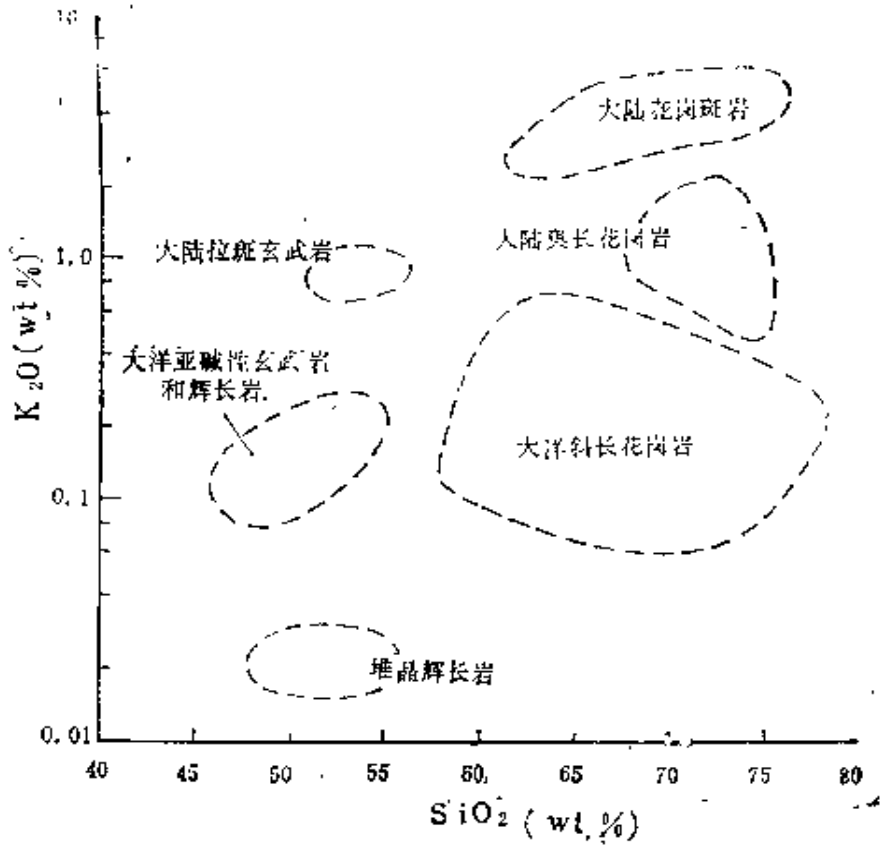


图 3.8 K_2O-SiO_2图解
（据科尔曼与彼得曼，1975）

（五）Rb—Sr图解

Rb-Sr图解对于花岗质岩石也是常用的，这里选用的是科尔曼等人的图解（图3.9）。科尔曼和彼得曼1975年提出的图解，科尔曼和唐纳托（M.M.Donato）1979年又有所修改。

Rb、Sr含量及其比值是大洋斜长花岗岩与大陆花岗岩的另一个区别标志。大洋斜长花岗岩的特征是低的Rb、Sr含量及低的Rb/Sr比值，所含Rb＜5ppm，Rb/Sr比值通常＜0.015；而大陆奥长花岗岩含Rb＞10ppm，Rb/Sr比值＞0.015。

由于Rb、Sr均为活动组份，所以应用这个图解要求样品尽可能新鲜。红海蛇绿岩套的花岗斑岩和冰岛流纹岩均属大洋环境。但在Rb-Sr图解上落在大陆花岗斑岩区内或附近，这被认为是由于外来海水水热蚀变的结果，而且已被氧同位素的研究所证实（Taylor及Coleman，1977）。某些大洋斜长花岗岩K、Rb

特别低，也被认为是水热淋滤的结果。

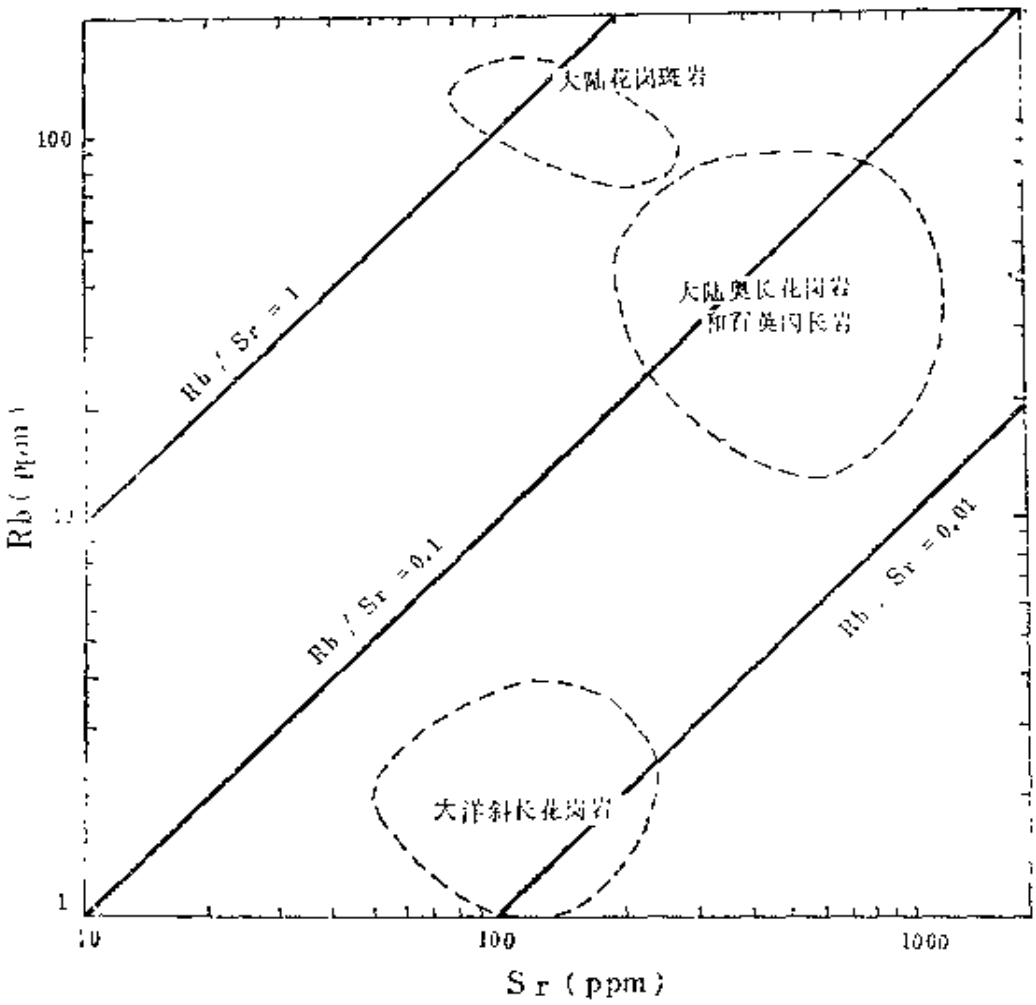


图 3.9 Rb-Sr图解
（据科尔曼与彼得曼，1975）

三、稀土元素型式与成岩模型有关图解

（一）辉长岩—奥长花岗岩系的稀土元素型式图

芬兰西南部Kalanti地区发育一个从辉长岩、闪长岩、英云闪长岩到奥长花岗岩的完整岩套，是奥长花岗岩系的一个典型例子，很多人做了研究。巴克尔和阿思（1976）的K-Na-Ca图和Q-Ab-Or图上奥长花岗岩系的演化趋势线很大程度上取决于芬

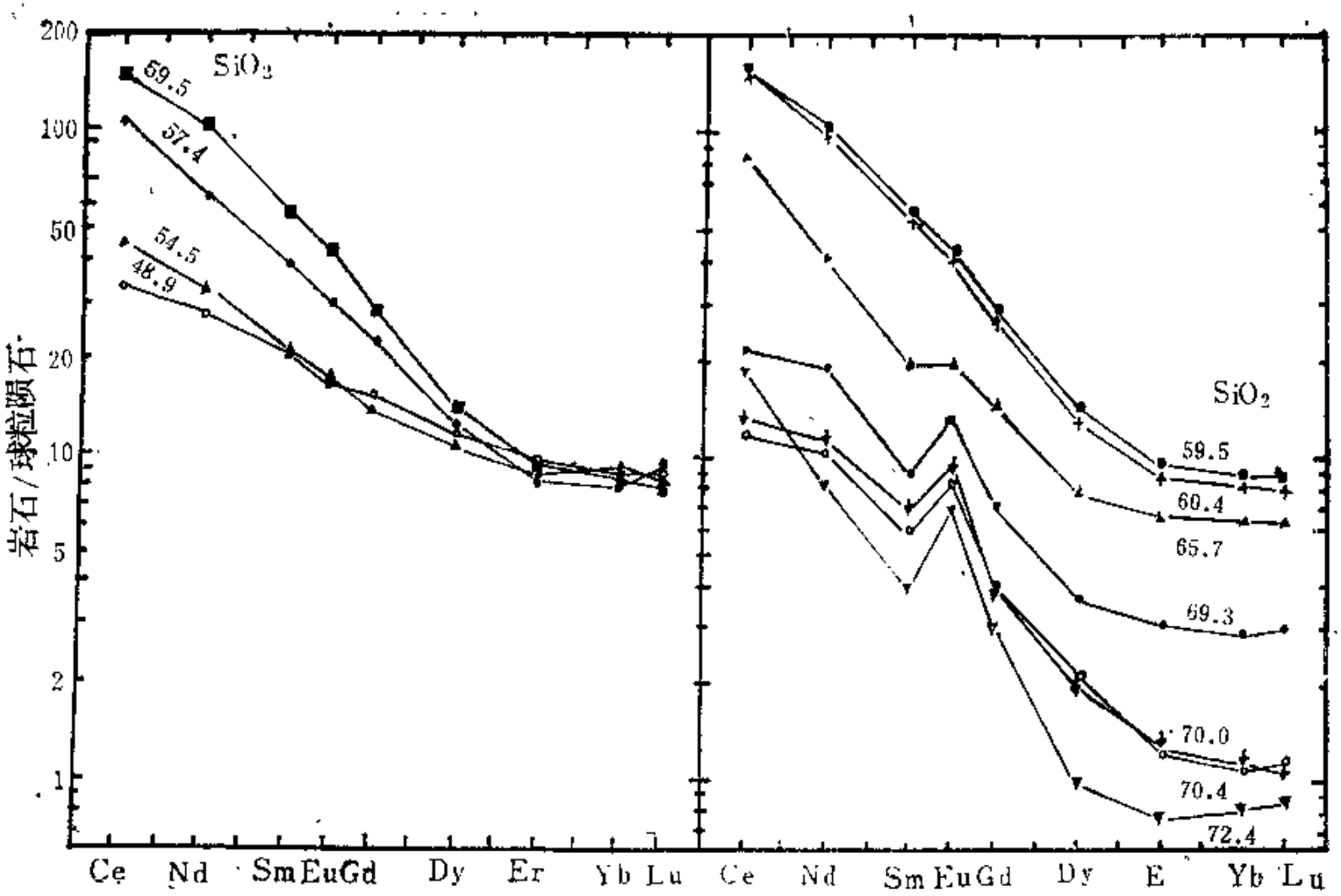


图 3.10 芬兰西南部辉长岩—闪长岩—英云闪长岩—奥长花岗岩岩套稀土元素型式图
图右下之E应为Er（据阿思，1979）

兰的这个岩套。阿思1979年系统地研究了它们的稀土元素型式（图3.10），从辉长岩到奥长花岗岩表现了连续的逐渐的变化；而且与SiO_2的变化相适应。在$SiO_2$48.9%—59.5%的范围内，随着SiO_2的增加，轻稀土元素含量明显增大，而重稀土元素变化不大，并略有减少。当SiO_2继续由59.5%增至72.4%时，全部稀土元素丰度随之下降，同时Eu的正异常以及稀土元素的分馏程度愈来愈明显。人们非常注意研究这个SiO_2转折点的位置及其意义。

这是一个高Al_2O_3型奥长花岗岩系稀土元素型式的典型演化，不过它是一个完整系列，与许多双峰式岩套不同，后者是缺少安山岩的。阿思等人主张芬兰岩套是由玄武岩浆通过角闪石和斜长石的分离结晶作用逐渐演变成的。

（二）高Al_2O_3和低Al_2O_3型英云闪长岩系的稀土元素型式图

以$SiO_2$70%时Al_2O_3≥或者<15%，将英云闪长岩—奥长花岗岩系划分为高Al_2O_3型和低Al_2O_3型两类，这是巴克尔和阿思1976年首先提出来的。K.C.康迪1981年综合太古代与太古代以后这两类英云闪长岩—奥长花岗岩的大量资料，做出了平均成分对比表及相应的图解（图3.11）。这两类岩石在地球化学上各有特色。

高Al_2O_3型的特征是含较低的SiO_2、Rb、Th和Ba/Sr比值以及亏损重稀土元素和Eu正异常。而且重稀土元素的亏损程度和Eu正异常的程度看来与SiO_2的增长一致。低Al_2O_3型的特征是含较低的Al_2O_3、MgO、CaO、P_2O_5、Sr、Sc、Cr、Ni和Co，Eu负异常，重稀土元素不亏损以及轻，重稀土元素的分馏程度均比高Al_2O_3型的小（详见K.C.Condie 1981，190页表5-1）。

在低变质级的太古代岩体中高Al_2O_3型占绝对优势。图中选择了几个典型岩体（见图3.11图注）。

图中并用实线划出了后太古代的高Al_2O_3和低Al_2O_3型两类

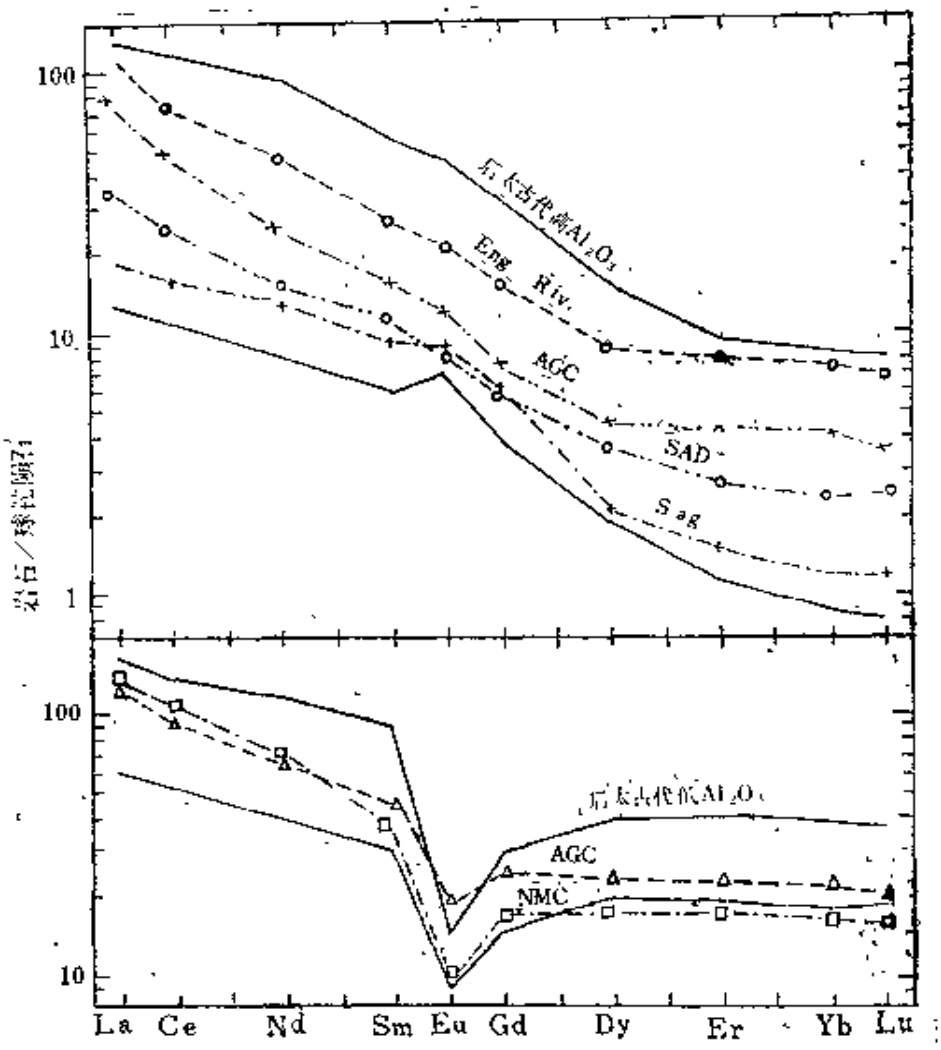


图 3.11 高Al_2O_3与低Al_2O_3型英云闪长岩—奥长花岗岩的稀土元素型式图

（据康迪，1981）

Eng Riv—英吉利河，AGC—斯威茨兰古老片麻岩；
SAD—南非底辟岩体，Sag—明尼系达萨加纳卡；
NMC—怀俄明Teton山及北变质杂岩

英云闪长岩—奥长花岗岩的稀土范围。和它们各自的太古宙相当岩石相比，在某些过渡族元素和K_2O、Rb等方面，后太古宙的高Al_2O_3型中这些元素的含量更高，而在后太古宙的低Al_2O_3型中这些元素的含量更低。

（三）TTG型花岗质岩类的稀土元素范围

TTG型花岗质岩石这里包括了石英闪长岩、英云闪长岩、奥

长花岗岩和花岗闪长岩。库勒尔斯等人R.L.Cullers，1984）统计了120个样品，得出ΣREE=10.5—499ppm，$(La/Lu)_{Cn}$=0.34—413，Eu/Sm=0.041—1.76。可见稀土元素范围很宽，又分为三个类型：

（1）带Eu负异常者（图3.12a），Eu/Sm=0.041—0.27，又可分为两个亚类，第一亚类(图中的左斜线区)有较高的稀土元素总量（ΣREE60—499ppm），和较强的分馏（$(La/Lu)_{Cn}$=8.9－66），这一亚类一般产于大陆或大陆边缘。第二亚类（图中右斜线区）有较低的稀土元素总量（ΣREE=34—131ppm）和较弱的分馏（$(La/Lu)_{Cn}$=0.34－1.7），这一亚类仅见于年轻的岛弧区的奥长花岗岩和英安岩或者蛇绿岩套中的斜长花岗岩。这第二亚类就是阿恩1979年所说的低Al_2O_3型。年轻的岛弧、、大洋和蛇绿岩套中的奥长花岗岩含Al_2O_3<14.5－15%，具水平的稀土元素分布型式以及Eu负异常。而大陆奥长花岗岩含Al_2O_3>14.5%，呈陡的稀土元素曲线以及有或没有Eu异常。

（2）带Eu正异常者（图3.12b），Eu/Sm=0.39－1.76，稀土元素总量低（ΣREE=10.5－144ppm），分馏相当强（$(La/Lu)_{Cn}$=5.0－77.5），这种类型几乎全部在前寒武纪，而且大多在太古代的高级变质区。

（3）Eu基本上无异常者（图3.12c），Eu/Sm=0.23－0.38，低到中等的稀土元素总量（ΣREE=12－273ppm），LREE/HREE比值变化极大（$(La/Lu)_{Cn}$=2.8－413），在图上用两条虚线表示不同分馏的极端情况。这种类型大部分也在前寒武纪变质岩区。

可以看出，TTG型花岗质岩石的稀土元素型式也是多种多样的，它们受到构造环境，成岩过程等诸多因素的影响，总结分类的工作目前还在探索之中。因此，那种把英云闪长岩都归结为一种稀土元素型式，并以此来鉴别岩石的做法是比较片面的。

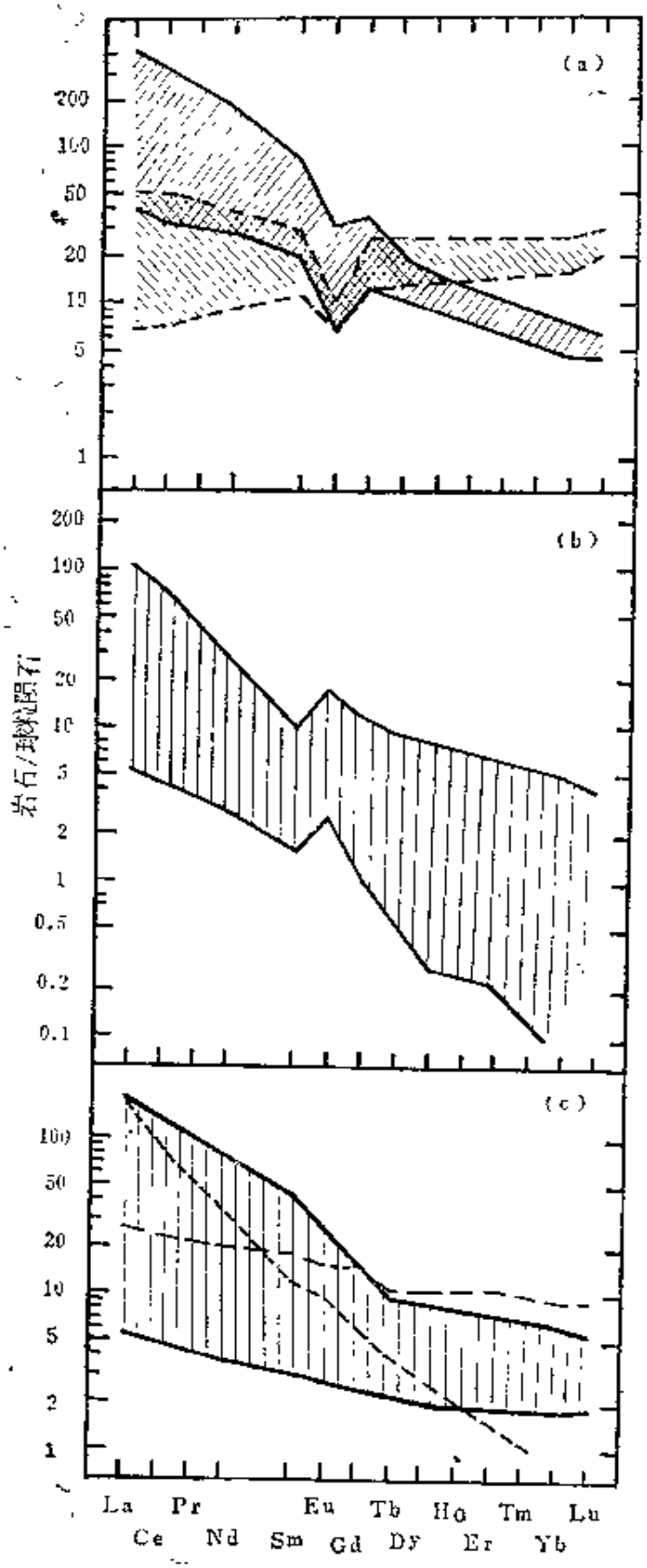


图 3.12 TTG型花岗质岩石的稀土元素范围（据R.L.Cullers等，1984）
(a) 带Eu负异常；(b) 带Eu正异常；(c) Eu基本上无异常

（四）阿米佐克片麻岩中两组岩石的稀土元素范围

1975年 B.Mason 将西格陵的阿米佐克灰色片麻岩分为两组，1978年奥尼昂斯等人(R.K.O'Nions及R.J.Pankhurst) 总结了它们的稀土元素范围（图3.13）。

A 组岩石具中等的LREE富集，$(Ce/Yb)_N=2.5-8.7$，小的Eu负异常，Eu/Eu*低至0.5。相当于花岗质片麻岩。

B组岩石具小的LREE富集，与A组有部分重叠，HREE强烈亏损，均在4倍于球粒陨石值以下，稀土元素分馏强，$(Ce/Yb)_N=10-25$，有1个样甚至>500。大多具显著的 Eu 正异常，Eu/Eu*高达2.1。这一组是常见的典型的英云闪长岩质灰色片麻岩。近年来的研究表明：这两类岩石在灰色片麻岩体中是有代表性的，可供参考，但未必是完全的，也可以有别的类型（参看图3.12）。

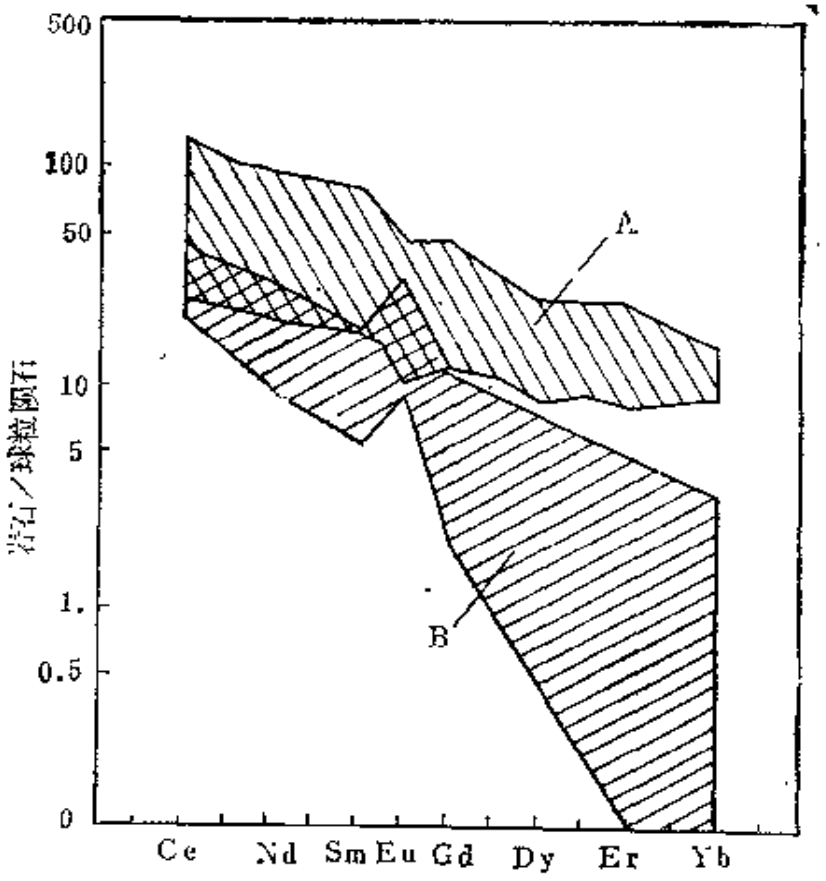


图 3.13 阿米佐克灰色片麻岩中两组岩石的稀土元素范围
（据奥尼昂斯等，1978）

（五）太古代酸性火山岩的稀土元素范围

康迪（1976）将太古代绿岩带的流纹岩类（包括石英粗安岩，$SiO_2>69\%$）和英安岩类（包括流纹英安岩，$SiO_2$63—69%）按其稀土元素型式分为FI（即DSV，亏损型酸性火山岩）和FⅡ（即USV，未亏损型酸性火山岩）两种类型（图3.14）。

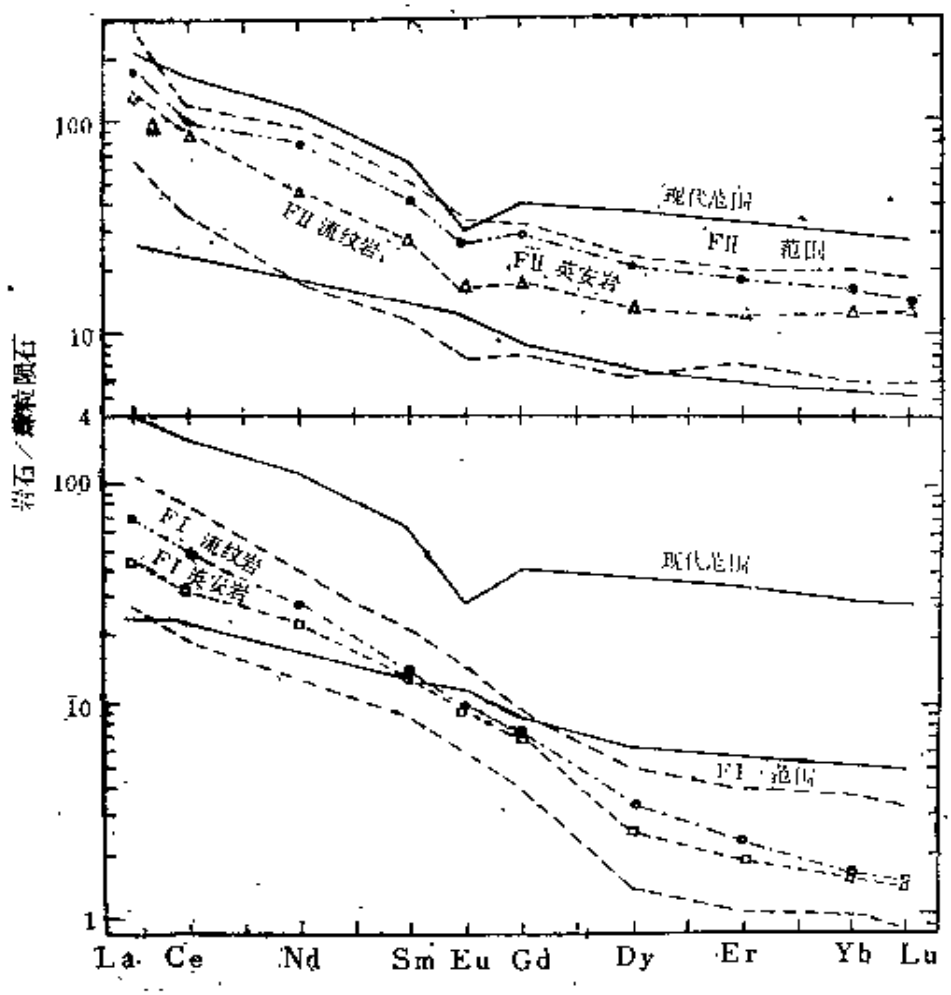


图 3.14 太古代酸性火山岩的类型FⅠ、FⅡ的球粒陨石标准化的稀土元素范围及其与现代酸性火山岩的对比

（据康迪，1976）

FⅠ的特征是Y和HREE强烈亏损（甚至可低到相当于球粒陨石值），无Eu异常，与FⅡ比较含有较高的Al_2O_3、Na_2O、Na_2O/K_2O、Ti/Zr、Zr/Y和Ti/V。其稀土元素分布型式与现代酸性火山岩差异甚大，而与各个时代的高Al_2O_3型英云闪长岩—

奥长花岗岩系的侵入岩十分类似。

FⅡ的特征是未见Y和HREE强烈亏损，Eu一般显示负异常。稀土分布型式与现代钙碱性英安岩和流纹岩类似（图3.14），但FⅡ与现代酸性火山岩相比，含较高的过渡性金属元素及较高的Ni/Co比。

在结束太古代酸性火山岩的特征论述之前，要指出的是：（1）目前又出现另一种倾向，把太古代长英质片麻岩通统恢复为英云闪长岩或其它侵入岩，这也是欠妥的，因为太古代酸性火山岩及长英质沉积岩同样是存在的。（2）还有一种倾向，就是仅仅根据稀土元素型式或者其它成分特征，便确定某个长英质片麻岩体为英云闪长岩或其它侵入体，这是依据不足的。太古代酸性火山岩中FⅠ的稀土元素型式类似于英云闪长岩—奥长花岗岩；而FⅡ的稀土元素型式类似于花岗闪长岩，所以判别火山岩与侵入岩的关键还在于野外产状与结构构造。

（六）La/Sm—La图解

在研究某一地区一整套同源岩浆岩的系列时，要了解与母岩

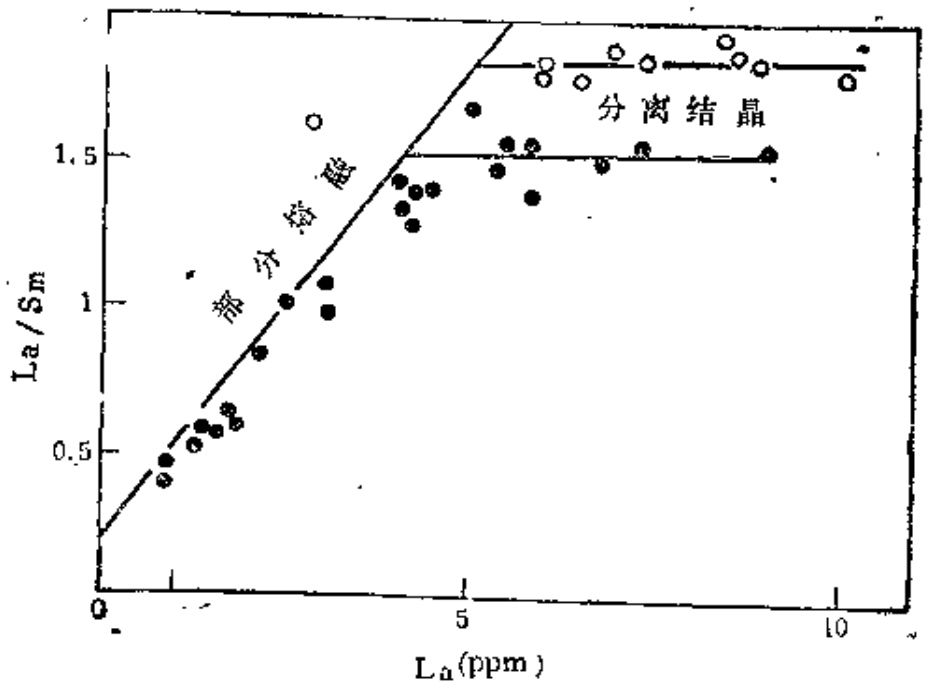


图 3.15 La/Sm—La图解
（据Allegre及Minster，1978）

浆的亲缘关系，经常需要判别这套岩系是部分熔融中不同熔融量的产物还是分离结晶作用的产物。目前，可以通过对各种微量元素在固体/熔体间的分配系数进行成岩过程的模拟计算，看它们究竟符合于那一种定量模型。

部分熔融又分为平衡与不平衡的模型和相应的方程式，平衡的部分熔融的公式是：

$$C_l/C_0 = 1/D_0 + F(1-D)$$

分离结晶的方程式为：

$$C_l/C_0 = F^{(D-1)}$$

C_l为某元素在熔体中的浓度，C_0为某元素在母源中的初始浓度，F为熔融量或残余熔体的分数，D_0为某元素在原始母源中的总分配系数，D为当熔体与固体分离时某元素在固体/熔体之间的总分配系数。

Treuil和Joron 1975年提出一个不用经过详细的计算判别部分熔融和分离结晶的简便方法：

他们把不相容元素分为亲岩浆元素与超亲岩浆元素。

M代表亲岩浆元素，象HREE、Zr、Hf和Sm等，其总分配系数与1比较可忽略不计，意即D值<0.5；H代表超亲岩浆元素，典型的如Ta、Th、La和Ce等，其总分配系数更小，在与0.2—0.5比较的情况下也可以忽略不计。

把这两类元素的D值分别代入上述方程式，可使方程式近似地简化。在分离结晶的情况下：

$$C_l^M \approx C_0^M \cdot F^{-1}$$

$$C_l^H \approx C_0^H \cdot F^{-1}$$

$$C_l^H/C_l^M = C_0^H/C_0^M = 常数$$

所以在C_l^H/C_l^M对C_l^H图上，纵座标值等于常数，即一整套分离结晶的岩浆系列将构成一条近于水平的趋势线，这条水平线的位置与1/F为正相关。

而在平衡部分熔融的情况下：

$$C_l^M \approx C_0^M / (D_0^M + F)$$

$$C_l^H \approx C_0^H / F$$

所以在C_l^H/C_l^M对应于C_l^H的图上，一整套不同量部分熔融的岩浆系列将构成一条斜率为D_0^M/C_0^M的斜线。

Treuil和Joron1975年用大西洋雷克雅内斯洋中脊和冰岛的样品投图（图3.15），发现冰岛样品（空心圈）符合于分离结晶的系列；而洋中脊的样品（实心圈），虽然单个火山的各样品有分离结晶的趋势，但就整个地区来说（即注意每个火山分离结晶系列的左端），是与部分熔融的斜趋势线一致的。

（七）Ce-R图解

利用汉森（G.N.Hanson，1978）提出的类似Ce-R这样的图解（图3.16）也可以判别一套岩系是属于部分熔融产物还是分离结晶的结果。

他选择了两种元素。第一种元素分配系数很小，D→O，譬如Ce，这种元素被一般固体矿物所不容，称为不相容元素，极容易进入熔体。无论是代入部分熔融或者分离结晶的公式，其C_l/C_0都→1/F（参看图3.15说明）。所以一套岩系中不相容元素浓度的最低值，将得到最大的可能的部分熔融量或者残余熔体的最大可能数量。

他选择的第二种元素是其总分配系数明显大于1的相容元素，如选择了某个元素R，其分配系数D = 4，将二者相应地结合在一起便得到图3.16。

图上的两条曲线是怎样得来的呢？假定有一个均匀的母源，由10%—40%的部分熔融得到其中较陡的一条曲线。随着熔融量的增加R变化不大，而Ce迅速降低。在40%熔融的熔体中如Ce的丰度为25ppm，则R必将为100ppm。在此图上从这个点出发，

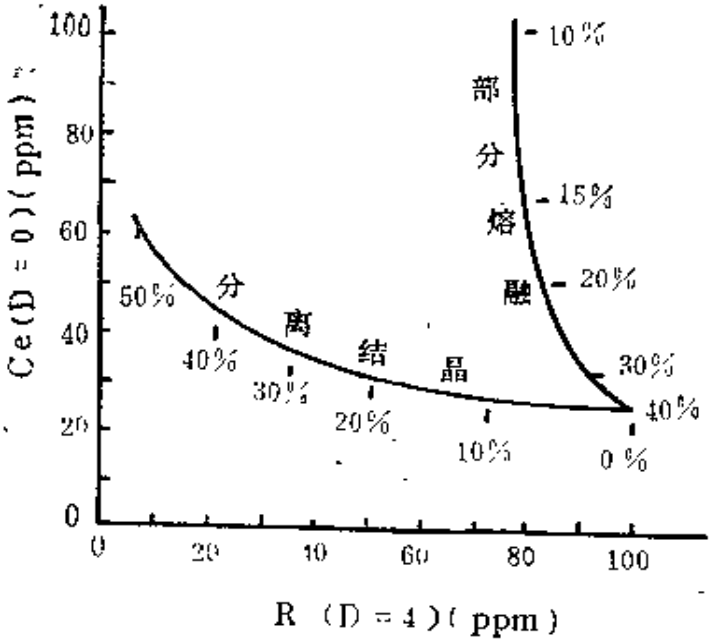


图 3.16 Ce-R图解
(据汉森，1978)

如发生0—50%的分离结晶，即F = 1 − 0.5，便得到另一条比较平缓的曲线。随着分离结晶作用的进行，R 在熔体中的浓度迅速下降，而Ce变化不大，相对浓度略有回升。

这样便可以根据具有大D 值的元素在一整套岩系中浓度的变化情况来判别，如果浓度变化不大，说明它们是部分熔融的产物；如果有相当大的变化，那末便是分离结晶的结果。

四、判别花岗岩成因类型的图解

(一) 区分岩浆花岗岩和交代花岗岩的Na-K-Ca图解

印度人达拿·拉朱和克里希拿 (R.Dhana Raju 和 J.S.R. Krishna Rao)1972年收集世界各地公认的岩浆成因的花岗岩80个和公认的交代成因和变质成因的花岗岩90个，投入Na-K-Ca图解。均取原子重量百分数，即将Na_2O、K_2O和CaO的重量%除以各相应的分子量，便得到分子数，乘以分子式中的阳离子数，得到原子数，再乘以各相应的原子量，再根据三者的总和折合为百分数，即为原子重量百分数。

结果发现，绝大多数的岩浆花岗岩有一个密集区，于是他们圈定了一个岩浆花岗岩区。而交代花岗岩的成分点则主要分散于这个区之外，但90个交代花岗岩之中有17个落入岩浆花岗岩区。

靠成分来区分岩浆花岗岩与交代花岗岩只能作为一个参考资

料，更重要的还要根据野外产状、岩石结构构造、矿物成分等特征以及同位素等资料进行综合研究。

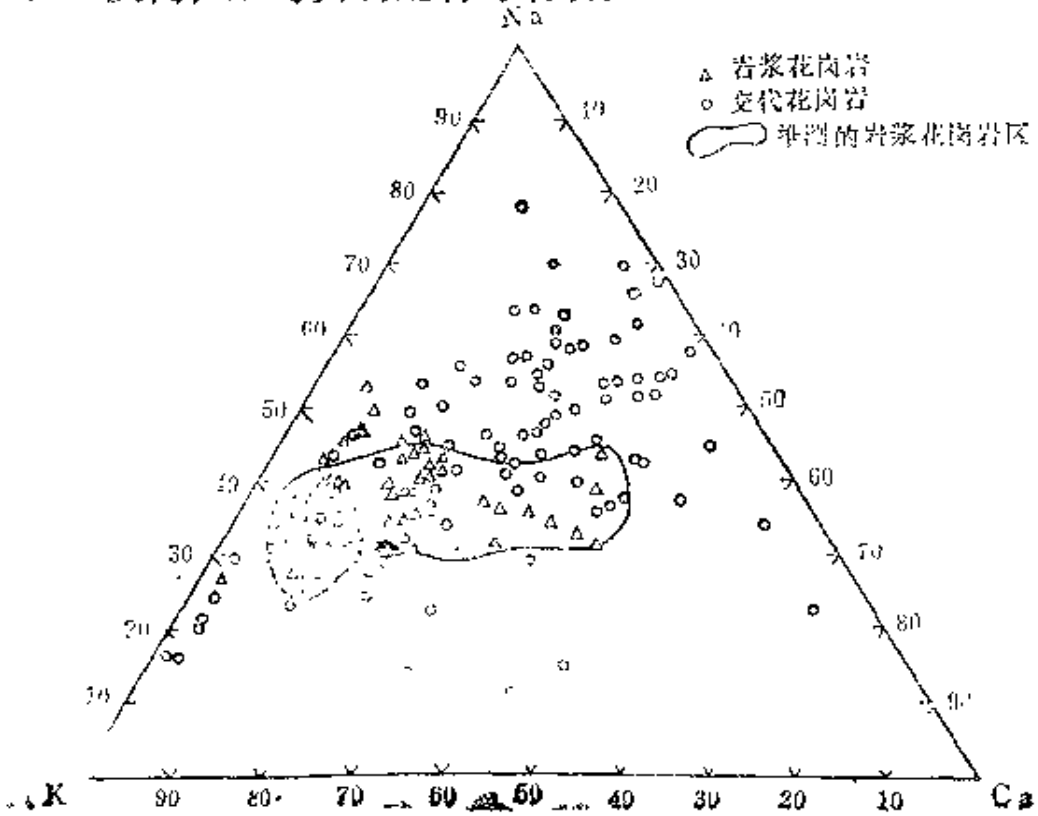


图 3.17 区分岩浆花岗岩和交代花岗岩的Na-K-Ca图解
（达本·拉朱和克里希拿 1972）

（二）划分花岗岩成因类型的ACF图解

首先总结花岗质岩石的总体化学成分与矿物学特征，并立足于探求花岗岩重熔时的源区性质，而对花岗质岩石进行成因分类的是澳大利亚的查佩尔（Chappell）和怀特（1974）他们把花岗岩分为来自火成岩源区岩石的I型花岗岩和派生于变质沉积岩源区的S型花岗岩。石原舜三和寺岛滋1977年划分为磁铁矿型花岗岩（大体相当于I型花岗岩）和钛铁矿型花岗岩（大体上相当于S型花岗岩），并认为在日本西南部，前者与钨钼矿床有关，而后者与钨锡矿矿床有关。可见花岗岩类型的研究是一项既有理论意义又有实际价值的工作，近年来受到各国地质学家们的普遍重视。同时大家也认识到，花岗岩类型的确定不能单纯依靠物质成分，需要广泛的综合研究。1983年皮切尔（W.S.Pitcher）把花岗岩类型及其性质和地质环境总结如表3.1所示。

表 3-1 花岗岩类型及其性质和地质环境

I型（科迪勒拉）	I型（加里东型）	S 型
以英云闪长岩为主，但成分范围较宽（闪长岩到二长花岗岩），SiO_2的含量范围也较宽，主要与辉长岩共生	花岗闪长岩-花岗岩，与和它有明显差别的普通角闪石闪长岩和辉长岩小岩体共生	SiO_2含量高但范围较窄的花岗岩；以浅色二长花岗岩为主，但局部以含大量黑云母的花岗岩类岩石为主
普通角闪石和黑云母，磁铁矿，榍石	以黑云母为主；钛铁矿和磁铁矿	白云母和红色黑云母，钛铁矿，独居石，石榴石，堇青石
嵌间和他形钾长石	钾长石，通常为嵌间和穿插结构。一般富含石英	通常呈巨晶出现的钾长石，有悠久的历史，自交代钾长石
闪长岩捕虏体，可能为残留物质	混合的捕虏体群体	以变沉积岩捕虏体为主
$Al/(Na+K+\frac{Ca}{2})$ <1.05 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值<0.706	$Al/(Na+K+\frac{Ca}{2})$ 约为1 >0.705，<0.709	$Al/(Na+K+\frac{Ca}{2})$ >1.05 >0.708
大的多期性岩基，有一系列复合破火山口	分散而孤立的一套多期深成岩和岩席	多期岩基、深成岩和岩席，规模小，且较I型花岗岩更具底辟特征
与大量安山岩和英安岩共生	有时与高原型玄武岩-安山岩熔岩共生	可以和含堇青石熔岩共生，但一般缺少大量火山物质
周期性的深成作用持续时间长	深成作用持续时间短，为运动期后的	深成作用持续时间中等，为同运动期或运动期后的
安第斯型大陆边缘弧	加里东型闭合后的隆起	海西型大陆碰撞。也有克拉通之上的韧性剪切带
垂直运动，稍有侧向缩短，埋藏型变质作用	沿倾斜和走向的滑动断层，退化变质作用	大幅度缩短，板岩带内的低压变质作用；花岗岩系列的一部分
斑岩型Cu、Mo矿化	矿化通常不强	云英岩型和脉型W、Sn矿化

在地球化学参数方面，查佩尔和怀特（1974）首先强调的是SiO_2的总体含量范围，K/Na+K，和Al/（$Na+K+\frac{Ca}{2}$）（采用克分子数的比值，注意不是原子数的比值）。至于$Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$，有人（如石原舜三，1977）非常强调，而皮切尔（1983）认为这个参数的意义最小，因为它不完全是源区性质的

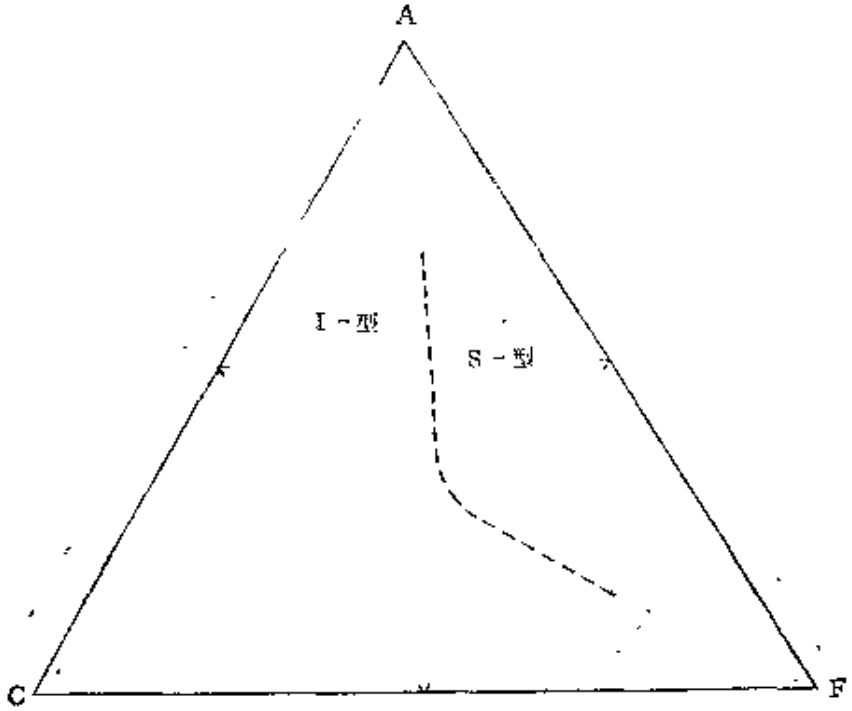


图 3.18 划分花岗岩类型的ACF图解
（据中田节也和高桥正树，1979）

函数，而且受岩浆后期演化条件的影响。我国华南地区Fe^{3+}普遍偏高，钛铁矿型花岗岩的氧化度比日本磁铁矿型花岗岩还要高，这种情况也表明氧化度这个参数是有地区性的。

中田节也和高桥正树（S.Nakada M.Takahashi，1979）设计了一个划分花岗岩类的ACF图解（图3.18）。$A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$，$C=CaO$，$F=FeO+MgO$（换算为克分子数的百分比）。他们把日本西南部的花岗岩投于图上，结果发现用一条虚线可以区分开两类花岗岩。I型花岗岩相对富钙贫铝，主要集中于虚线的左侧；而S型花岗岩相对富铝贫钙，主要集中在虚线的右侧。

第四章　研究变质沉积岩原岩性质及形成条件的图解和方法

本章所介绍的图解主要是用于研究变质沉积岩的原岩性质及形成条件。使用它们的前提是，根据野外的地质产状、岩石组合及矿物标志、岩石化学及地球化学特征，已基本确定该变质岩的原岩是沉积成因的岩石（包括正常沉积的碎屑岩、粘土岩、化学沉积岩以及非正常沉积的火山—沉积岩）。然后再应用这些图解可以对它们的原岩类型做较详细的划分，并对原岩的沉积环境进行判断（包括古地理和古气候条件以及沉积盆地的古含盐度等），以便恢复它们的形成条件及沉积相。

本章从国外有关书刊中挑选了十几种研究变质沉积岩原岩性质和形成条件的图解，同时搜集了国内刊物上有关某些图解使用情况的资料。从大量文献中选择的这些图解是目前研究变质沉积岩原岩性质比较好的图解，它们都直接取自有关作者的专著或论文，其中多数图解在国内还未曾使用过，只有少数几种图解在国内曾有人应用。另外还有一些图解，如A.H.扎瓦里茨基（1932）的 SiO_2—（$CaO+Na_2O+K_2O$）—（$Al_2O_3+MgO+FeO+Fe_2O_3$）图解、B.K.Головенок（1964）的 SiO_2—（$K_2O+Na_2O+CaO+MgO$）—（$Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO+TiO_2$）图解等，我们这次没有选用，原因是在这些图解上不同岩石类型的位置相近，彼此之间又没有分区界线，应用起来有一定困难，对判断的准确性也有较大影响。

本章所介绍的每种图解都有其明确目的，针对性较强，因此应根据要解决的问题及资料情况进行选择，必要时可以几种图解配合使用。关于变质沉积岩原岩类型的详细鉴别，还可以应用第一章中的有关图解。

一、区分变质沉积岩原岩类型的图解

（一）米什金图解

这一组图解是米什金（М.А.Мишкин，1981）提出来的，他在研究从亚洲大陆到太平洋过渡带中的变质作用时提出了一套恢复变质岩原岩成分的图解，这里所介绍的只是其中恢复变质陆源沉积岩的4个图解（图4.1a、4.1b、4.1c、4.1d）。他认为区域变质作用基本上是等化学的变化，在考虑到地壳发展早期阶段

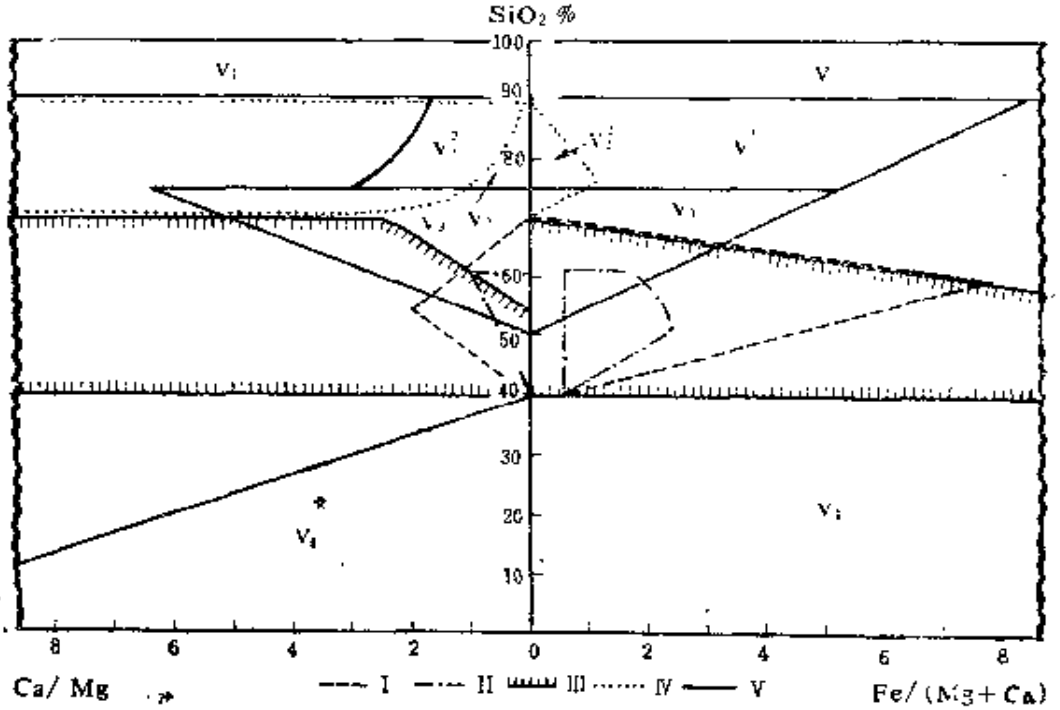


图 4.1a SiO_2-Ca/Mg和SiO_2-Fe/(Mg + Ca) 图解

(CaO≤5%) （图4.1a-d均据米什金，1981）

Ⅰ—蒙脱石粘土；Ⅱ—水云母粘土；Ⅲ—高岭石粘土；

Ⅳ—长石砂岩和石英长石质砂岩，图左包括斜长石长石砂岩；

Ⅴ—其它岩石（V_1—石英岩、硅质岩；V_2^1—亚杂砂岩、图右包括斜长石长石砂岩；V_2^2—亚杂砂岩、复矿物砂岩、长石砂岩；V_3—杂砂岩；V_4—铝土矿、红土）

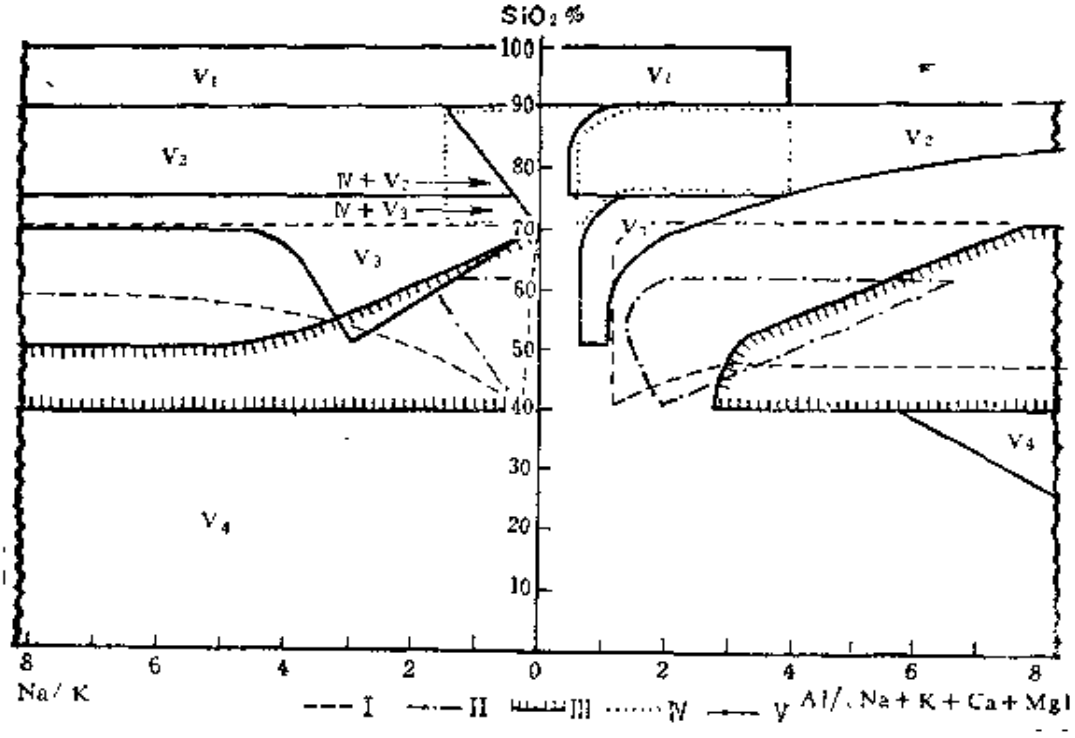


图 4.1b SiO_2-Na/K和SiO_2-Al/(Na + K + Ca + Mg) 图解

(CaO≤5%)

Ⅰ—蒙脱石粘土；Ⅱ—水云母粘土；Ⅲ—高岭石粘土；Ⅳ—长石砂岩、图右包括石英长石质砂岩；Ⅴ—其它岩石（V_1—石英岩、硅质岩；V_2—亚杂砂岩、复矿物砂岩、图左包括斜长石长石砂岩；V_3—杂砂岩、图左包括斜长石长石砂岩；V_4—铝土矿、图左包括红土）

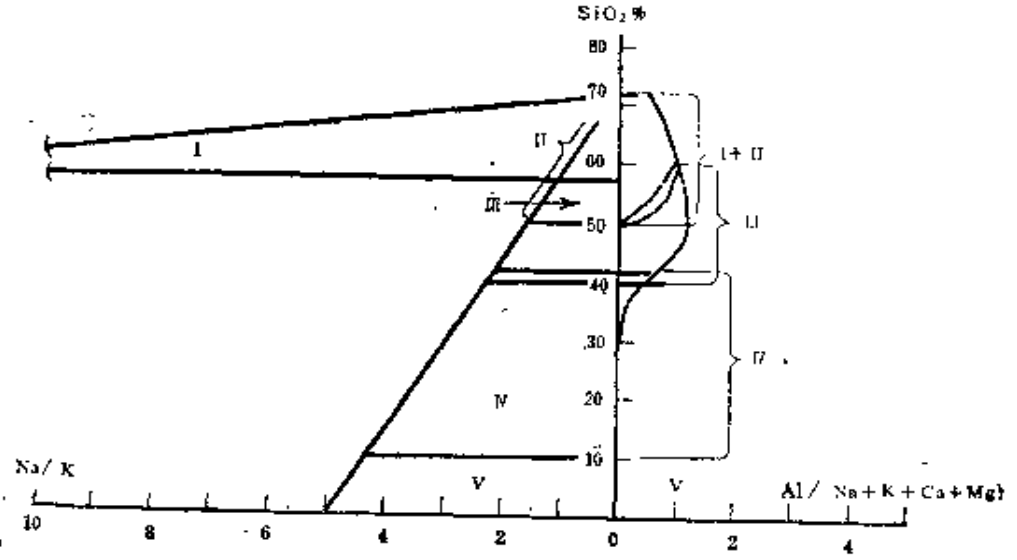


图 4.1c SiO_2-Na/K和SiO_2-Al/(Na + K + Ca + Mg) 图解CaO>5%

Ⅰ—碳酸盐质杂砂岩；Ⅱ—碳酸盐质砂岩；Ⅲ—碳酸盐质粘土；

Ⅵ—硅质—粘土质石灰岩和白云岩；Ⅴ—石灰岩和白云岩

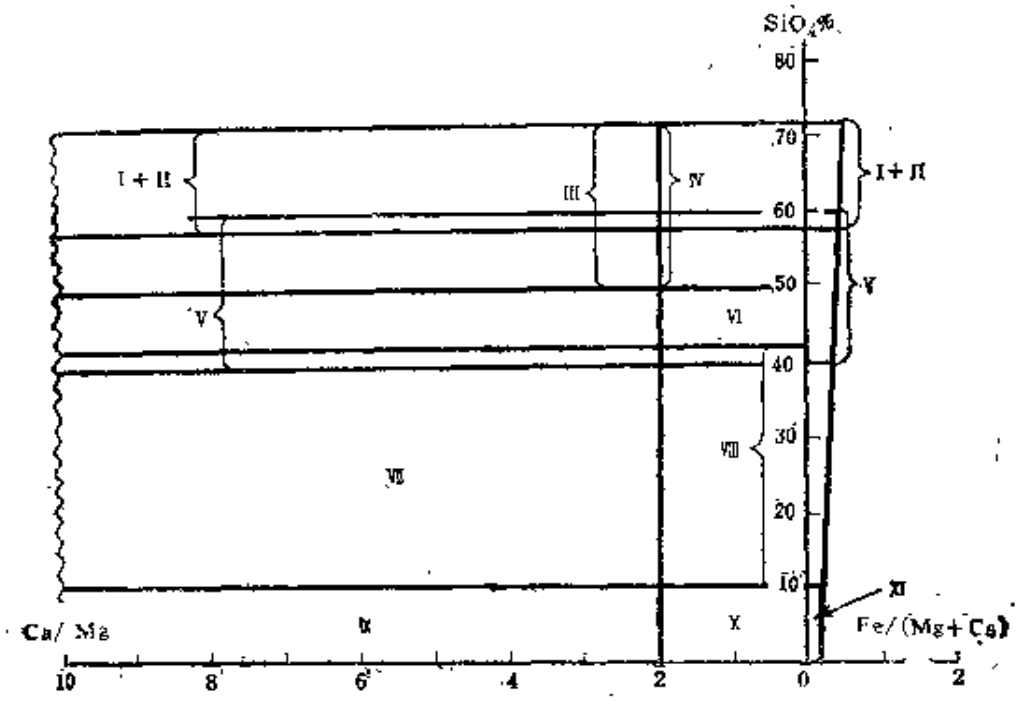


图 4.1d SiO_2-Ca/Mg和SiO_2-Fe/(Mg+Ca) 图解 (Ca>5%)

I + II—碳酸盐质砂岩和碳酸盐质杂砂岩；III—钙质—白云质砂岩；IV—白云质砂岩；V—钙质—白云质粘土；VI—白云质粘土；VII—硅质—粘土质、钙质白云岩；VIII—硅质—粘土质白云岩；IX—钙质白云岩；X—白云岩；XI—石灰岩和白云岩

大地构造背景的前提下，对陆源沉积岩的Na/K、Ca/Mg、Fe/(Mg+Ca) 和Al/(Na+K+Ca+Mg) 等的岩石化学关系进行了分析对比，并考虑了岩石中SiO_2的含量。作者首先根据CaO的含量将陆源沉积岩分为两大类：贫钙的岩石 ($CaO \leqslant 5\%$) 和富钙的岩石 ($CaO > 5\%$)。每一类均有两个双直角座标图解，图解中的Na、K、Ca、Mg、Fe和Al均以原子数进行计算，其中的Fe为全铁原子数（即FeO和Fe_2O_3中Fe原子数的和）。因此首先必需将相应氧化物的重量百分数换算成原子数并乘以1000。其中的SiO_2直接用岩石化学分析中的重量百分数表示。每个岩石样品在所属的两个图解上共有4个投点，其原岩类型将根据4个投点的结果进行综合判断。作者根据900多个岩石化学分析资料在4个图解上的投点，划出了各种陆源沉积岩的位置及分布范围。

图4.1a和图4.1b适用于$CaO \leqslant 5\%$的岩石，图解上主要对各

种粘土岩和砂岩进行了较详细的划分。虽然不同的岩石类型在两个图解上的某一部分可能重叠较多，但在图解的其它部分则重叠较少。图4.1c和图4.1d适用于CaO＞5%的岩石，图解上主要对碳酸盐岩与砂岩和粘土岩之间的各种过渡类型进行了较详细的划分。

该组图解的优点是能对各种陆源沉积岩进行较详细的划分。作者应用这4个图解对阿尔丹地盾一些变质岩的原岩成分进行了研究，取得了满意的效果。它们可用于恢复某些深变质岩的原岩类型。但不适用于变质火山沉积岩及强烈交代蚀变的岩石。

（二）AF图解

这个图解是普列多夫斯基（А.А.Предовский，1980）提出来的，主要目的是为了区分变质碎屑沉积岩的不同类型。该图解是以A值和F值分别为水平和垂直座标（图4.2），其中A值和F值的计算方法与第一章中的图1.10相同。因为现代碎屑沉积岩的岩石化学资料表明，有可能根据岩石的铁镁度或基性度对碎屑沉积岩进行详细分类。例如根据F值的范围可将碎屑沉积岩进行如下的划分：

石英质砂岩	F = 0.001 – 0.007
长石—石英质砂岩，云母—石英质砂岩	F – 0.007 – 0.015
长石砂岩	F – 0.0015 – 0.045
亚杂砂岩	F = 0.045 – 0.080
杂砂岩	F = 0.080 – 0.250
暗色玄武土	F = 0.250 – 0.600

实际资料表明不同碎屑沉积岩的F值具有明显的差别，某些单矿物石英质砂岩的F值只有0.0001，而由基性和超基性岩石强烈风化后形成的暗色玄武土的F值可达0.6。

图解上首先根据F值的大小将碎屑沉积岩分为六类，然后再根据A值的大小将它们分为高粘土质、粘土质和低粘土质。高粘土质的右面为粘土区，而低粘土质的左面则过渡为沉凝灰岩。

该图解的优点是能较详细的区分变质碎屑沉积岩的不同类型，并能将它们与变质粘土岩或变质沉凝灰岩加以区别。但是它只能在已知这种岩石是变质沉积岩的情况下使用，因为成分近似的变质中酸性火成岩也可能投在这个范围内。

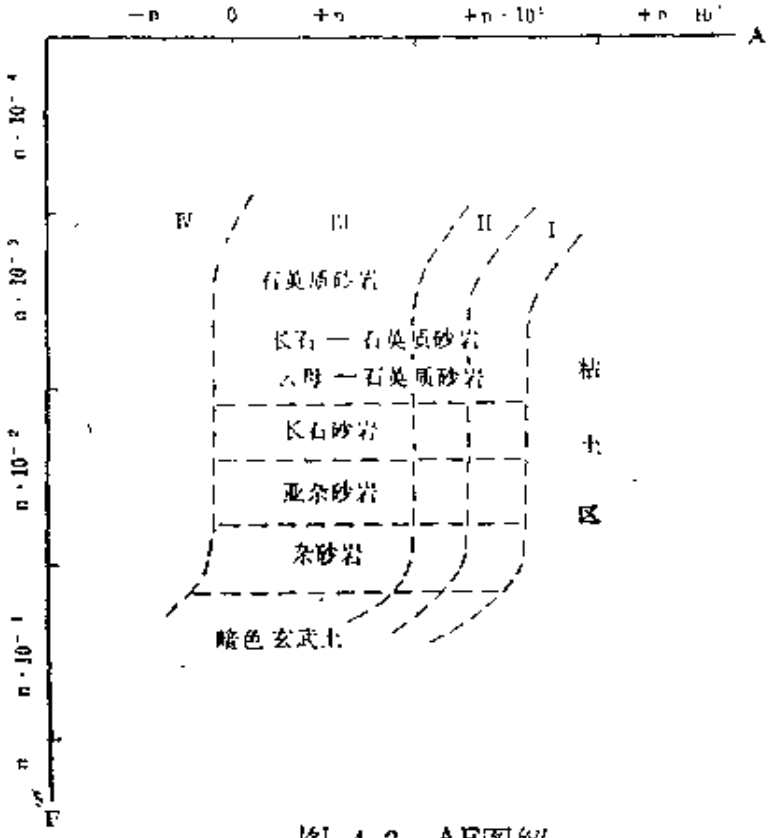


图 4.2 AF图解

（据普列多夫斯基，1980）

Ⅰ—高粘土质岩石；Ⅱ—粘土质岩石；Ⅲ—低粘土质岩石；Ⅳ—向沉凝灰岩过渡的岩石和沉凝灰岩

（三）log（Na_2O/K_2O）—log（SiO_2/Al_2O_3）图解

这个图解是佩蒂约翰等人（F.S.Pettijohn等，1972）作为砂岩的化学分类提出来的。图解以Na_2O/K_2O和SiO_2/Al_2O_3的对数值为纵横座标，其中根据各种砂岩的大量化学分析结果圈出了几种主要砂岩类型的分布范围（图4.3）。它反映了成熟度不同的砂岩在化学成分上的变化关系，其中成熟的石英砂屑岩具有较高的SiO_2/Al_2O_3比值，未成熟的砂岩则具有较低的SiO_2/Al_2O_3比值。同时在未成熟砂岩中Na_2O/K_2O比值上的差异则

反映了它们在碎屑和胶结物成分上的不同。

这个图解对进一步恢复变质沉积岩（主要是泥砂质岩石）的原岩类型及形成条件有较大意义，在国外研究变质岩的原岩类型时应用比较广泛。但是它不适用于变质泥质岩和含碳酸盐较多的变质岩。

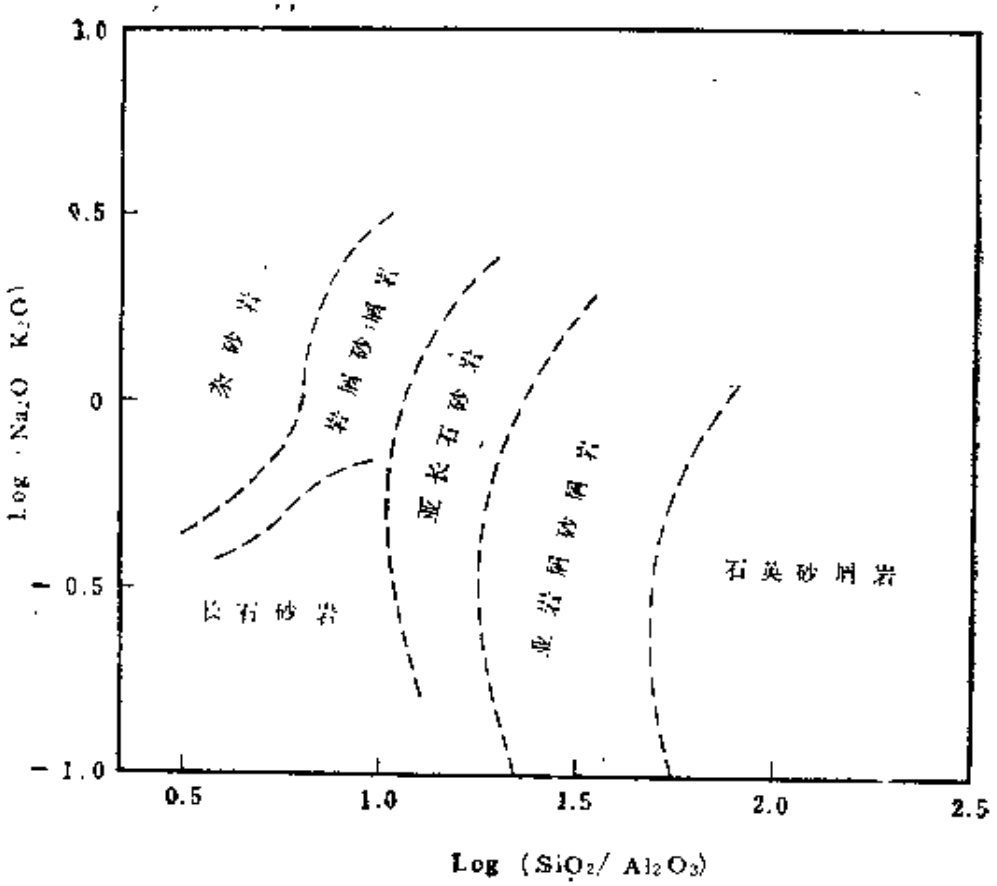


图 4.3 log (Na_2O/K_2O) —log (SiO_2/Al_2O_3) 图解

（据佩蒂约翰等，1972简化）

（四）前寒武纪沉积岩的稀土元素图解

这个图解是T.R.Weldman及L.A.Haskin（1973）在研究前寒武纪沉积岩的稀土元素特征时提出来的。他们将36个前寒武纪沉积岩中杂砂岩、页岩及石灰岩的稀土元素分析结果，分别与40个北美古生代页岩的稀土元素组成进行了比较（用北美页岩标准化）（图4.4a）。从图解上可以看出，各种沉积岩的REE型式有所不同，两个地区的杂砂岩都表现为轻稀土元素有一定的富集

趋势，而页岩的轻稀土元素则表现为相对亏损的趋势，石灰岩轻稀土元素中的Ce—Sm相对亏损，而La则表现为正常。图解还表明前寒武纪各种沉积岩与古生代页岩的平均相对丰度虽大致相似，但Eu却明显有相对富集的趋势。另外，如果根据球粒陨石标准化的REE型式则可将它们与火成岩加以区别。

该图解的优点是因为稀土元素比常量元素具有较大的稳定性，一般不易受变质作用和交代作用等的影响，可用于鉴别前寒武纪不同类型的沉积岩。但是，已有资料表明不同时代的沉积岩，在REE形式上有所差别。例如，经球粒陨石标准化的太古代的沉积岩具有较低的REE丰度，轻稀土元素微弱富集和没有Eu的亏损；而太古代以后的沉积岩则有较高的REE丰度，轻稀土元素明显富集和显著的Eu亏损（图4.4b）（Taylor，1979；

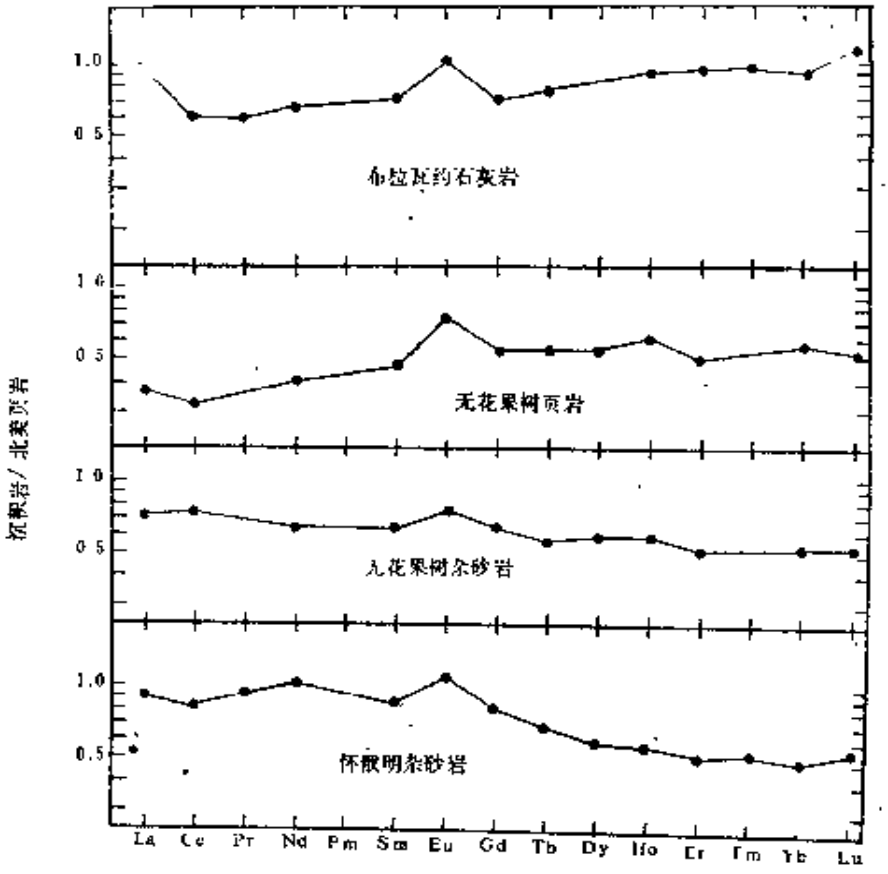


图 4.4a 前寒武纪沉积岩经北美页岩标准化的稀土元素图解

（据怀尔德曼和哈金斯，1973）

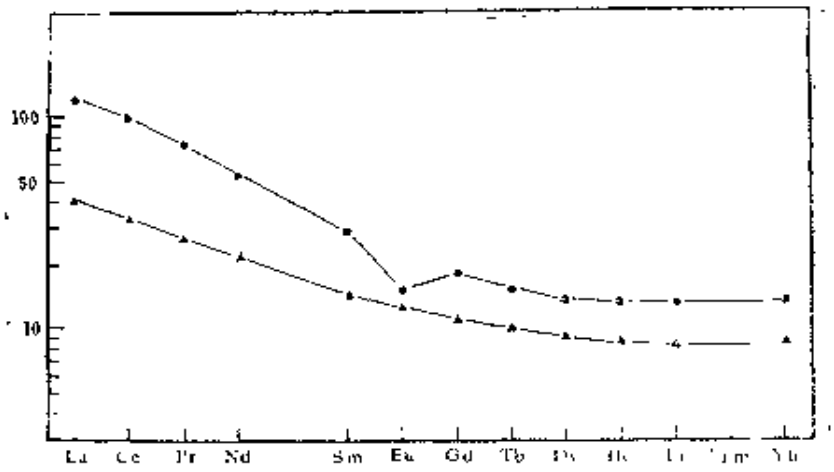


图 4.4b 太古代（▲）和太古代以后（·）沉积岩
稀土元素球粒陨石标准化型式的对比
（据泰勒，1979简化）

Bavinton等，1980）。因此，该图解不适用于古生代以后的沉积岩。

二、判别变质粘土岩原岩类型和形成环境的图解和方法

（一）沉积矿物成分再造法

这种方法是 O.M.Розен（1970）提出来的。他在通过地质观察及其它方法确定所研究的结晶片岩的原岩是沉积成因的基础上，根据岩石化学分析资料，换算出各种原始沉积矿物的含量，进而研究它们的形成环境。

在计算过程中可以略去含量很少的元素—钛、锰和磷，因为它们不影响计算结果。挥发份也可以不考虑，因为相当一部分挥发份在变质过程中已析出，而它们在变质前原岩中的含量可以在计算后做相应的校正。计算时所有的铁都换算成高价铁，这对计算结果无本质上的影响。做了以上扣除之后，再换算成百分之百。计算时采用的沉积矿物的标准化学成分见表4.1。

把样品的分析结果同表4.1中各种沉积矿物的标准化学成分进行对比，用碱的含量及比例来确定它们最接近的沉积矿物属于那一种粘土。以表4.2中云母片岩为例，根据K_2O和Na_2O的含

表 4.1 计算结晶片岩所用的沉积矿物的标准化学成分

	蒙脱石粘土		高岭石粘土		水云母粘土		绿泥石		白云石		方解石	
	1		2		3		4		5		6	
	a	б	a	б	a	б	a	б	a	б	a	б
SiO_2	60.81	66.05	43.56	50.47	51.83	56.31	25.0	27.78				
TO_2	0.23		1.74		1.07							
Al_2O_3	19.77	21.47	38.18	44.23	20.11	21.85	15.0	16.66				
Fe_2O_3	3.61	4.39	2.09	2.42	6.92	11.44	45.0	50.00				
FeO	0.39				3.25							
MgO	3.60	3.91	0.53	0.61	2.84	3.09	5.0	5.56	21.7	41.65		
CaO	1.17	1.27	0.99	1.15	0.87	0.94			30.4	58.35	56.0	100.0
Na_2O	2.56	2.78	0.33	0.38	0.70	0.76						
K_2O	0.12	0.13	0.64	0.74	5.16	5.61						
P_2O_5	0.65											
CO_2									47.9		44.0	
灼失	6.59		11.94		7.14							
H_2O							10.0					
总计	99.5	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

а—全部成分；б—没有计算挥发份和次要成分

量及比例，确定它们最接近的沉积矿物是水云母粘土。根据样品中K_2O的含量和水云母粘土中K_2O的含量计算出样品中水云母粘土的含量：

$$\frac{\text{样品中}K_2O\text{含量}}{\text{水云母粘土中}K_2O\text{含量}} \times 100\% = \frac{3.5}{5.61} \times 100\% = 62.39\%$$

表 4.2 云母片岩的平均化学成分换算为沉积矿物的成分

	化学分析结果		计算得出的每种矿物的数量%						
	云母片岩（49个分析平均值）	云母片岩（未计次要成分和挥发份）	水云母粘土	绿泥石	高岭石粘土	白云石	方解石	游离的二氧化硅	总计
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
O_2	63.49	65.91	35.13		6.12			24.66	65.91
TiO_2	0.95								
Al_2O_3	18.27	18.99	13.63		5.36				18.99
Fe_2O_3	1.97	7.72	7.14		0.29				7.43
FeO	4.92								
MnO	0.13								
MgO	2.16	2.25	1.93		0.07	0.25			2.25
CaO	1.1	1.14	0.59		0.14	0.35	0.06		1.14
Na_2O	0.47	0.49	0.47		0.05				0.52
K_2O	3.37	3.5	3.5		0.09				3.59
P_2O_5	0.107								
灼失	2.66								
总量	99.5	100.00	62.39		12.12	0.60	0.06	24.66	99.83

用计算出的样品中水云母粘土的含量62.39%乘以水云母粘土标准化学成分中各种氧化物的含量（表4.1中的3—6行），便可计算出样品中水云母粘土的其它氧化物的含量（表4.2中的3行），以SiO_2为例：

$$56.31 \times 0.6239 = 35.13$$

计算完样品中水云母粘土的各种氧化物含量之后，再计算出各种氧化物的剩余含量。根据其中Al_2O_3和Fe_2O_3的含量及比例确定最接近的沉积矿物。本例的剩余成分中Al_2O_3为5.36，Fe_2O_3为0.58，它与表4.1中的高岭石粘土相似。再以剩余的Al_2O_3含量和高岭石粘土中Al_2O_3的含量计算出样品中高岭石粘土的含量：

$$\frac{5.36}{44.23}\times 100\% = 12.12\%$$

然后用上述计算样品中水云母粘土各种组份的方法计算出样品中高岭石粘土各种氧化物的含量，如表4.2中5行所示。经上述计算后剩余的仅有SiO_2、MgO和CaO，镁和钙的共存说明有白云石存在，以剩余的MgO值做为白云石MgO的含量，同时用上述方法可计算出白云石中CaO的含量，而剩余的SiO_2则做为游离的SiO_2。这样计算的结果往往有一些误差，如本例中的Fe_2O_3、NaO和K_2O都有少许误差，为减少这种误差，在计算第一种沉积矿物的成分时(本例即水云母粘土)可通过一定的试算，使Al_2O_3和Fe_2O_3在各种沉积矿物的成分中趋于平衡。如本例中取3%的K_2O作为水云母的K_2O含量，就可使Al_2O_3和Fe_2O_3达到平衡。因为这种试算比较繁琐，因此误差不大时可以不用这种试算方法。

对于以上所得结果还要根据沉积矿物的挥发份含量进行校正。对于水云母粘土来说，根据表4.1中水云母粘土的灼失量和计算出水云母粘土在样品中的含量来进行，计算公式如下：

$$\frac{7.14}{(100-7.14)}\times 62.39 = 4.80$$

用同样的方法分别对其它沉积矿物进行校正。将表4.2中的计算值加上相应的校正值，然后重新换算成100%，便得到原始沉积矿物的含量。根据计算出的沉积矿物的种类和含量便可进一步确定结晶片岩的原岩成分和形成环境。

(二) KAF图解

这个图解是普列多夫斯基（1970）提出来的，它是在第一章

中介绍的区分不同原岩类型的KAF图解（见图1.9）的一种变异图，主要用于区分不同类型的变质粘土岩。该图解所用的岩石化学参数K、A、F值的计算方法和坐标轴上的单位均与图1.10相同，不同的是F轴向右和向上稍有移动（图4.5）。在图解上的KF区和AF区中分别划出了不同类型粘土岩的分布范围。为便于进行比较，图解上还划出了某些沉积岩、火山岩和火山沉积岩的分布范围。从图解上可以看出，不同类型粘土岩的K、A、F值有所不同，它们在图解上的位置及分布范围也不相同，但相互之间可有部分重叠，使用时应根据KF区和AF区内投点的位置进行综合判断。从图解上还可看出，各类粘土岩与某些沉积岩、火山岩和火山沉积岩在KF区虽有较大的重叠，但在AF区则完全分开。

该图的优点主要是能区分不同类型的变质粘土岩。另外利用图解的AF区还可以区分各类粘土岩与某些沉积岩、火山岩和火山沉积岩。鲁坚科等人（1979）对该图解进行验证后，给予很高评价。

（三）$(Al_2O_3+TiO_2)-(SiO_2+K_2O)$—Σ其余组份图解

这个图解是涅洛夫（А.Н.Неелов，1974）为研究泥砂、质岩石和硅铁质岩石的成因类型及形成条件时提出来的，主要根据是沉积物在沉积过程中由于粒度化学分异作用的结果，使不同沉积环境下形成的各种沉积物在化学成分上有明显差别，图解中的Σ其余组份包括除Al_2O_3、TiO_2、SiO_2、K_2O以外的全部氧化物，也包括变质作用中H_2O、CO_2等挥发分的损失量，它们均用重量百分数计算，其总量应为100。需要注意的是该图解为减少无投点的空白区，实际上是一个等边三角形的一部分，每边长度只有整个三角形的70%。图解上以不同沉积环境和气候条件下形成的各种沉积岩或沉积物的大量化学分析资料为依据，划分为十二个区及三个亚区（图4.6）。

从图解上可以看出，在十二个区中，Ⅰ—Ⅴ区为各种砂岩区

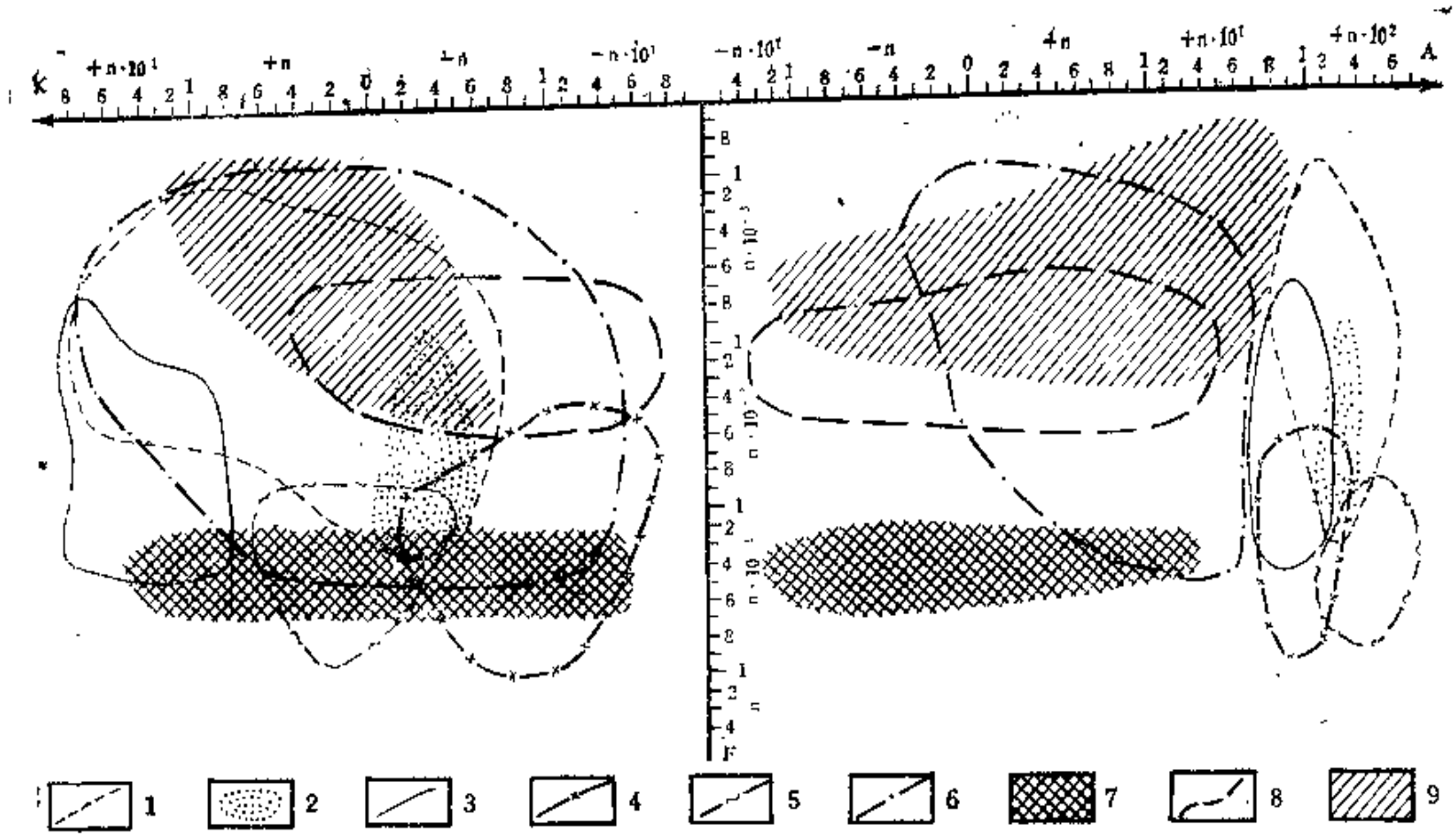


图 4.5 KAF图解
(据普列多夫斯基，1970)

1—纯的和碱性的高岭土；2—铁质的和热液的高岭土；3—水云母粘土；4—蒙脱石粘土和蛭石粘土，局部含有铁绿泥石(区的下部)；5—红土和铝土矿粘土，局部含有铁质（区的下部）；6—砂岩；7—某些基性和超基性沉凝灰岩；8—某些喷出岩和凝灰岩；9—某些硅质岩

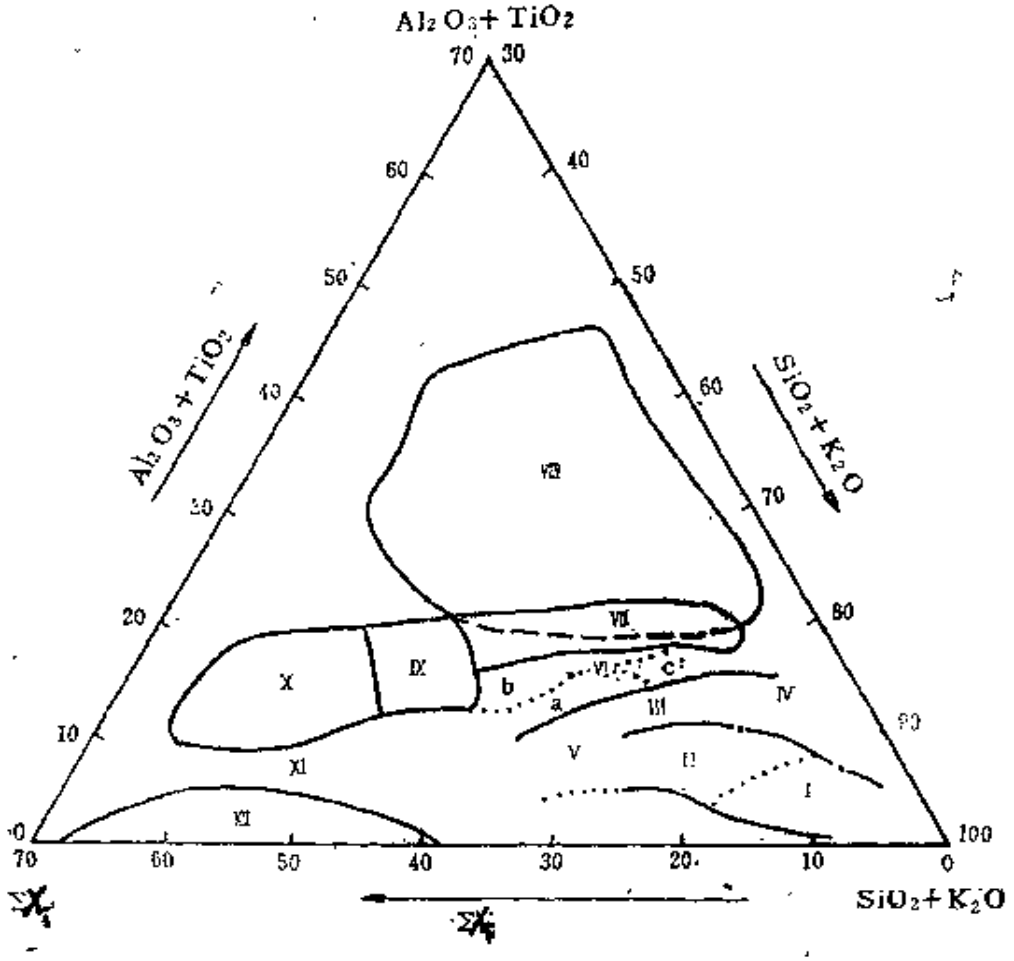


图 4.6 $(Al_2O_3+TiO_2)$ — (SiO_2+K_2O) —Σ其余组分图解

（据渥洛夫，1974）

Ⅰ—石英砂岩、石英岩区；Ⅱ—少矿物砂岩、石英岩质砂岩区；Ⅲ—复矿物砂岩；Ⅳ—长石砂岩区；Ⅴ—钙质砂岩和含铁砂岩区；Ⅵ—化学上弱分异的沉积物区（a—主要为杂砂岩；b—主要为复矿物粉砂岩；c—泥质砂岩及寒带和温带气候的陆相粘土）；Ⅶ—化学上中等分异的粘土、寒带和温带气候的海相和陆相粘土区；Ⅷ—潮湿气候带化学上强分异的粘土区；Ⅸ—碳酸盐质粘土和含铁粘土区；Ⅹ—泥灰岩区；Ⅺ—硅质泥灰岩和含铁砂岩区；Ⅻ—含铁石英岩（碧玉铁质岩）区

（SiO_2和K_2O的含量较高），Ⅶ—Ⅸ区为各种粘土沉积物区（Al_2O_3和TiO_2的含量较高，Ⅸ区含铁较高），Ⅵ区为砂岩、粉砂岩和粘土岩的过渡区，Ⅹ区为泥灰岩区（CaO和MgO的含量较高），Ⅻ区为含铁石英岩区（铁的含量较高），Ⅺ区为泥灰岩和含铁砂岩的过渡区。

该图解的优点是能够比较详细的区分泥质岩、砂质岩和铁质岩的不同类型，同时反映了各种泥质岩石形成时的古地理和古气候条件。图解使用比较简便，可利用一般岩石化学分析中各种氧化物的重量百分数直接投点，而不需要进行复杂的计算。根据鲁坚科等人（1979）的检验表明，其分辨率是比较高的。缺点是由于各种岩石类型在化学成分之间存在着过渡关以及作者所用资料的限制，在Ⅱ、Ⅴ、Ⅲ、Ⅳ区之间没有明确的分界线，在Ⅵ和Ⅷ区之间有部分重叠区，还有部分界线（图中的点线）是推测的，它们有时需借助其它方面的特点才能加以区别。此外该图解不适用于含碳酸盐较多的岩石，它们由于CaO、MgO、CO_2等含量大于70%，将分布在图解左下方的外面。

（四）不同气候带粘土岩的成分图解

该图解是麦列日克(В.А.Мележик)和普列多夫斯基(1982)在研究科拉半岛前寒武纪变质粘土岩时提出来的，主要用于判别粘土质岩石的形成环境及古气候条件。图解上各种氧化物和灼失量均以重量百分数进行计算，它们的总和应为100。需要注意的是该图解为减少无投点的空白区，实际上是一个等边三角形的一部分，每边长度只有整个三角形的60%。图解上根据已有资料划出了不同气候条件下形成的粘土的大致分布范围，从图解上可以看出，不同气候条件下三组元素的含量具有明显的差别。在潮湿和炎热气候带，由于岩石中的矿物易于分解，并使Ca、Mg、Fe等元素发生迁移，因此使粘土中富含Al_2O_3和TiO_2。在干燥气候带正好相反，粘土中Ca、Mg、Fe等元素的含量相对较高，而Al_2O_3的含量则较低，有时还可形成蒸发岩。在寒冷和中等寒冷气候带，粘土中SiO_2和K_2O的含量较高，但与干燥气候带的粘土元素有部分重叠（图4.7）。

该图解的优点是在已知变质岩的原岩为粘土岩时，可进一步了解它们形成时的古地理和古气候条件。图解使用比较方便，可利用一般岩石化学分析中各种氧化物的重量百分数直接投点，不

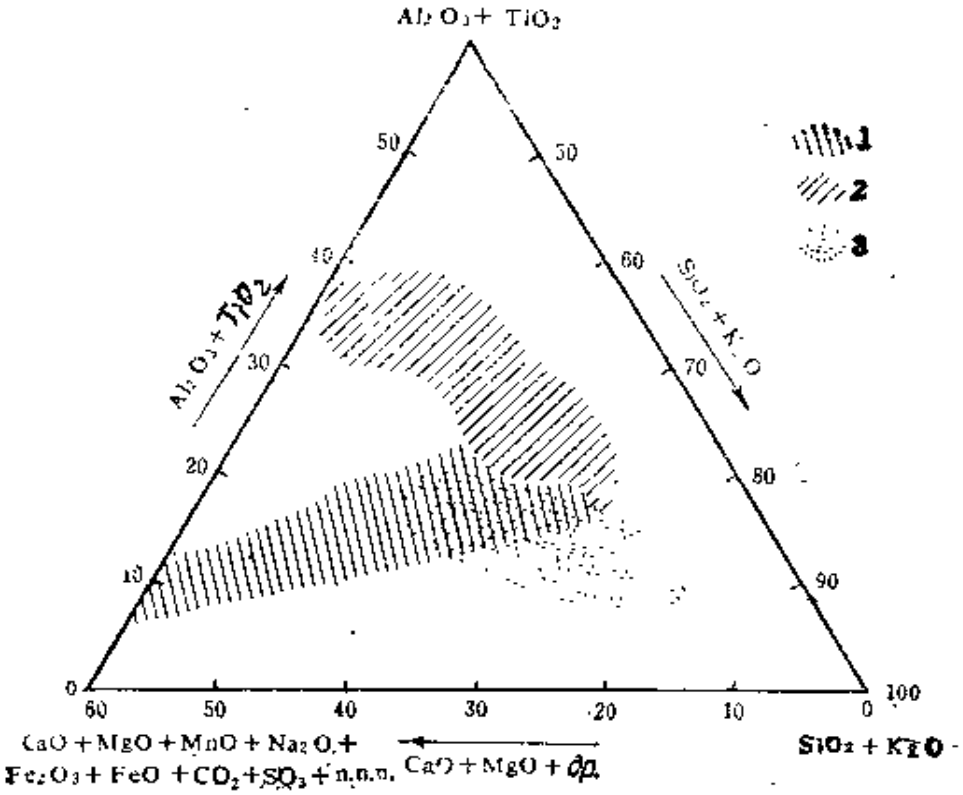


图 4.7 不同气候带粘土岩的成分图解

（据麦列日克和普列多夫斯基，1982）

1—干燥气候带的海相、湖相和泻湖相粘土成分区；

2—潮湿和炎热气候带的陆相粘土成分区；

3—寒冷和中等寒冷气候带的陆相粘土成分区；

n.n.n.—烧失量；δp—其他氧化物

需要进行复杂的计算。

（五）K_2O—B*图解和Ba—Sr图解

这两个图解是麦列日克和普列多夫斯基（1982）在研究白海地盾东北部卡累利阿变质粘土岩的沉积环境时提出来的。根据一些学者对各时代不同沉积环境下形成的粘土中各种微量元素含量的研究结果表明，海洋成因和淡水成因中的粘土在B、Sr、Ba、K、Li、Rb等元素的含量及比例上有所不同，它们可作为判别海水沉积物或淡水沉积物的重要标志。同时根据变质粘土岩中古

含盐度的判别，可以恢复变质粘土岩的沉积环境。

在K_2O—B*图解上，K_2O为重量百分数，B* = B 的含量 × 8.5/K_2O（图4.8a），图解上划分出Ⅲ个含盐度不同的区域，它表明海水沉积物比淡水沉积物硼的含量明显增加，而K_2O与B的含量表现为负相关的变化趋势。

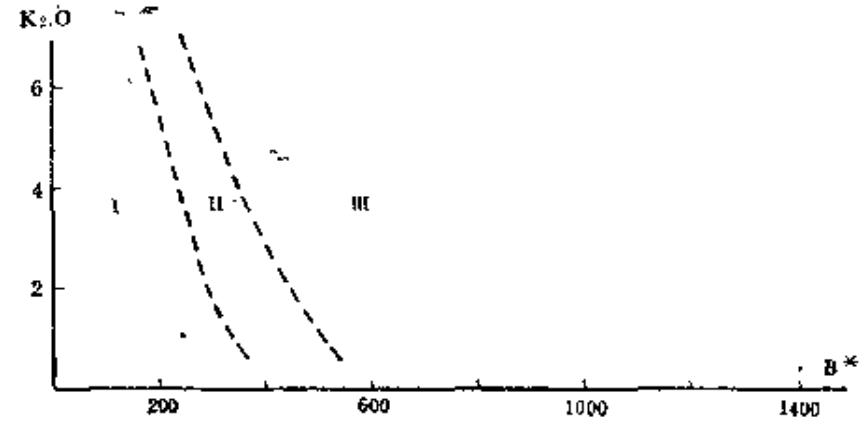


图 4.8a K_2O—B*图解

（据麦列日克和普列多夫斯基，1982）Ⅰ—淡水；Ⅱ—半咸水；Ⅲ—咸水

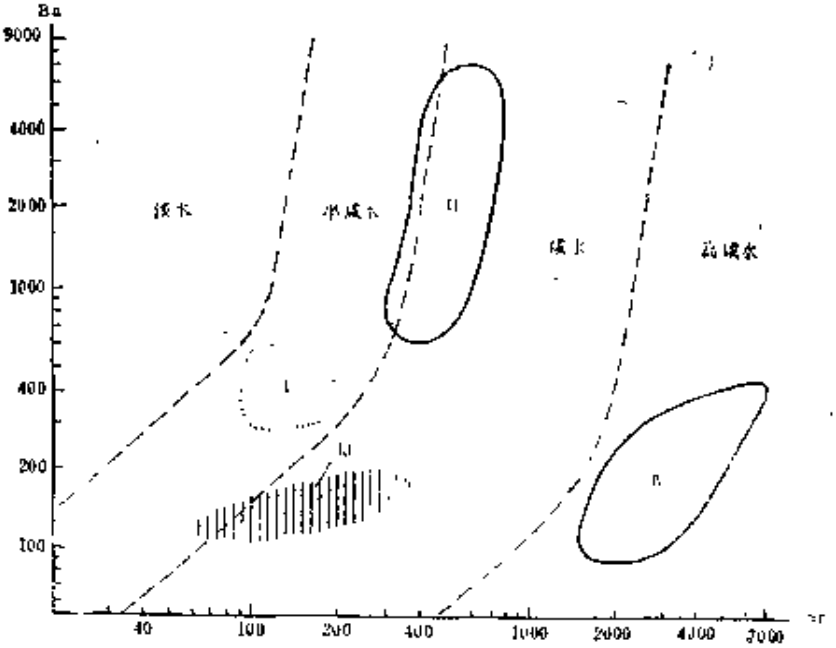


图 4.8b Ba—Sr图解

（据麦列日克和普列多夫斯基，1982）

Ⅰ—现代三角洲半咸水粘土区；Ⅱ—太平洋远海相沉积物区；Ⅲ—俄罗斯地台不同年代海相碳酸盐岩区；Ⅳ—现代高咸水沉积物区

在Ba—Sr图解上Ba和Sr均以ppm表示，纵横座标均为对数座标（图4,8b）。图解上除划分了Ⅳ个含盐度不同的区域外，还大致标出了不同沉积环境下形成的沉积物区。它表明随着含盐度的增高Sr含量明显增加，在Ba含量较低的情况下，Ba和Sr呈明显的正相关。

该图解的优点是可以判别变质粘土岩的古含盐度及沉积环境，但不适用于其它的变质岩。

附　录

为了使读者能对以上介绍的方法进行对比和分析，我们选择了火山岩和沉积岩中一些主要岩石类型的化学分析数据，同时，为了使用方便我们亦选择了一些目前应用较多的、用于标准化的某些球粒陨石和粘土的稀土元素丰度以及氧化物的重量百分含量换算成分子数的换算表作为本书的附录，以供读者参考。

所选取的主要岩石类型的化学分析数据多为未变质的火山岩和沉积岩，并且这些数据来自不同年代的不同作者，其分析精度也不尽相同，因此，利用这些数据进行分析、对比时只能作为参考。

目前用于标准化的球粒陨石和粘土岩的稀土元素丰度值较多，但在国内多散见于不同文章之中，不易查找，因此我们也列出了一些球粒陨石和粘土的稀土元素丰度（附表12），该表中也标出了测试方法。目前多数人认为用同位素稀释法分析稀土元素的含量精度较高，误差一般为2%左右，其次为中子活化分析，误差一般为5--10%。尽管如此，对于用同位素稀释方法测定出的数据，不同作者也有不同的处理方法。如孙贤钵认为，Leedey球粒陨石的值比哈斯金（L.A.Haskin）、纳克马拉（N.Nakamura）等人测定的其它球粒陨石的值高20%左右，因此1976年他在用Leedey球粒陨石进行标准化时先把Leedey球粒陨石的数值除以1.2，再进行标准化。博因顿（W.V.Boynton）认为CI球粒陨石（指碳质球粒陨石）的平均值较低，因此他把N.M.Evensen等（1978）等人测定的CI球粒陨石的平均值乘以1.267得出“推测的球粒陨石值”，再进行标准化。因此，在使用这些数值时应根据情况加以选择。

附表 1　超基性岩的平均化学成分

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
SiO_2	40.49	43.95	40.65	45.07	44.45	41.30	40.16	35.46	43.54	40.27	39.39	40.38	43.67
TiO_2	0.02	0.10	0.11	0.64	1.21	0.81	0.20	0.03	0.81	1.30	0.06	1.15	0.90
Al_2O_3	0.86	4.82	1.25	5.75	6.40	9.43	0.84	1.53	3.99	7.29	0.47	6.21	4.53
Fe_2O_3	2.84	2.20	2.53	3.43	2.91	5.30	1.88	0.03	2.51	4.28	2.92	5.76	4.22
FeO	5.54	6.34	6.15	9.53	7.89	8.86	11.87	38.07	9.84	9.08	5.42	8.64	7.77
MnO	0.16	0.19	0.18	0.26	0.17	0.29	0.21	0.72	0.21	0.25	0.20	0.20	0.25
MgO	46.32	36.81	42.36	22.88	25.05	19.94	43.16	22.09	34.02	24.31	46.49	25.63	25.34
CaO	0.70	3.57	1.29	7.48	8.52	8.01	0.75	1.43	3.46	7.15	0.22	6.06	8.79
Na_2O	0.10	0.63	0.29	1.14	0.92	1.20	0.31	0.26	0.56	1.06	0.64	0.69	0.90
K_2O	0.04	0.21	0.13	0.57	0.54	0.39	0.14	痕迹	0.25	0.62	0.09	0.34	0.41
P_2O_5	0.05	0.10	0.04	0.15	0.11	0.20	0.04	0.03	0.05	0.38	0.05	0.07	0.11
H_2O	2.88	1.08	5.02	3.10	1.83	4.27	0.11	0.35	0.76	3.67	3.66	4.97	2.84
CO_2										0.34	0.39		0.27

A—纯橄榄岩；B—二辉橄榄岩；C—方辉橄榄岩；D—异剥橄榄岩；E—角闪橄榄岩；F—苦橄岩（以上据Daly, R. A, 1933）；G—纯橄榄岩；H—镁铁纯橄榄岩；I—橄榄岩平均值；J—碱性橄榄岩平均值（以上据S. R. Nockolds等, 1954）；K—纯橄榄岩，L—角闪橄榄岩，M—中国超基性岩平均值（以上据黎彤等，1963）

附表 2　太古代科马提岩的平均成分（氧化物wt%，微量元素ppm）

（据K.C.Condie，1981）

成分	A	B	C	D	E	F
SiO_2	42.52(45.2)	42.9(46.8)	41.9(46.0)	50.5	48.8	47.3
TiO_2	0.18(0.20)	0.36(0.39)	0.23(0.25)	0.60	0.73	0.50
Al_2O_3	3.44(3.66)	7.46(8.14)	5.22(5.73)	11.0	13.0	9.08
Fe_2O_3	4.92(5.23)	2.9(3.2)	3.62(3.97)	1.53	1.94	2.98
FeO	5.87(6.24)	6.50(7.08)	5.21(5.72)	9.23	9.68	7.80
MnO	0.19(0.22)	0.22(0.24)	0.18(0.20)	0.20	0.21	0.19
MgO	30.27(32.2)	24.0(26.2)	29.86(32.8)	10.2	11.8	21.0
CaO	4.96(5.28)	7.21(7.86)	4.69(5.14)	11.8	8.24	7.81
Na_2O	0.41(0.44)	0.13(0.14)	0.22(0.24)	1.87	1.48	0.87
K_2O	0.16(0.17)	0.06(0.07)	0.02(0.02)	0.17	0.15	0.16
P_2O_5	0.02(0.02)	0.02(0.02)	0.02(0.02)	0.06	0.09	0.09
H_2O	7.1	6.0	8.39	2.4	3.0	2.5
Cr	2200	2700	3000	920	900	1750
Ni	2000	1300	1600	360	390	640
V	90	170	120	250	270	235
Co	60	110	105	50	69	80
Cu	45	89	95	(Ba) 20		

续表

成分	A	B	C	D	E	F
Zn	102	90	130	(Sr) 100	(Sr) 96	(Sr) 60
Zr	34	35	15	33	37	30
La	0.80	0.45	0.55	3.0	1.9	0.86
Ce	2.1	1.18	1.65	7.9	5.9	2.9
Nd	1.7	1.33	1.53	5.2	4.8	2.7
Sm	0.51	0.45	0.56	1.6	1.5	1.0
Eu	0.18	0.21	0.22	0.55	0.57	0.39
Gd	0.65	0.50	0.75	2.0	2.2	1.4
Tb	0.15	0.09	0.15	(Dy) 2.5	(Dy) 2.8	(Dy) 1.8
Er	0.48	0.41	0.64	1.5	1.8	1.1
Yb	0.47	0.88	0.63	1.5	1.8	1.1
Lu	0.10	0.08	0.11	0.23	0.29	0.18
Y	3	10	6	17	22	16

A—具鬣刺结构的橄榄科马堤岩建造（南非）；B—具鬣刺结构的橄榄科马提岩（加拿大，阿比提比带）；C—名称同B（澳大利亚南部）；D—BK1型玄武科马提岩；E—BK2型玄武科马提岩；F—BK3型玄武科马提岩

附表 3 基性火山岩的平均化学成分

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
SiO_2	50.7	49.3	47.1	48.8	50.19	49.06	48.80	49.14	44.64	48.28	46.83	50.10	49.16	48.25
TiO_2	2.0	1.8	2.7	1.3	0.75	1.36	2.19	1.00	1.95	2.21	2.48	2.39	2.19	2.08
Al_2O_3	14.4	15.2	15.3	15.7	17.58	15.70	13.98	16.57	15.35	14.99	13.16	14.15	14.76	14.90
Fe_2O_3	3.2	2.4	4.3	3.8	2.84	5.38	3.59	3.65	4.51	4.18	4.85	3.80	3.44	4.17
FeO	9.8	8.0	8.3	6.6	7.19	6.37	9.78	6.68	6.33	6.95	6.37	5.59	6.99	7.61
MnO	0.2	0.17	0.17	0.15	0.25	0.31	0.17	0.30	0.46	0.20	0.11	0.12	0.13	0.21
MgO	6.2	8.3	7.0	6.1	7.39	6.17	6.70	3.98	7.92	7.00	8.22	6.91	7.06	6.93
CaO	9.4	10.8	9.0	7.1	10.50	8.95	9.38	9.88	9.88	8.07	8.07	6.84	7.70	8.27
Na_2O	2.6	2.6	3.4	4.4	2.75	3.11	2.59	2.57	3.54	3.40	3.53	3.54	3.53	3.30
K_2O	1.0	0.24	1.2	1.0	0.40	1.52	0.69	3.39	2.67	2.51	4.18	4.98	2.88	1.72
P_2O_5		0.21	0.41	0.34	0.14	0.45	0.33	0.84	0.57	0.60	0.95	1.04	0.74	0.56
H_2O						1.62	1.80	2.00	2.18	1.26	1.25	0.54	0.91	1.47
CO_2										0.35			0.51	0.53

A—拉斑玄武岩（大陆）；B—拉斑玄武岩（大洋），C—碱性橄榄玄武岩；D—细碧岩(以上据D.W.Hyndman，1972)；E—高铝玄武岩（据H.Kuno，1960）；F——切玄武岩；G—高原玄武岩；H——切碱玄岩；I——切碧玄岩（以上据R.A.Daly，1933），J—玄武岩；K—白榴玄武岩；L—白榴碧玄岩；M—粗面玄武岩；N—中国基性岩平均值（以上据黎彤等，1963）

罗表 4　拉斑玄武岩的平均成分（氧化物wt%，微量元素ppm）

（据K.C., Condie, 1976）

	太古代		现　代			
	DAT①	EAT②	洋中脊的	岛弧的	钙碱性的	大陆的
SiO_2	51.4	49.7	49.8	51.1	50.2	50.3
TiO_2	1.92	1.0	1.5	0.83	1.0	2.2
Al_2O_3	14.8	14.9	16.0	16.1	17.7	14.3
Fe_2O_3	2.1	2.6	2.0	3.0	3.9	3.5
FeO	8.3	8.8	7.5	7.3	6.3	9.3
MgO	6.7	6.3	7.5	5.1	5.4	5.9
CaO	10.7	9.4	11.2	10.8	9.8	9.7
Na_2O	2.7	2.1	2.8	2.0	2.7	2.5
K_2O	0.18	0.32	0.14	0.30	0.9	0.8
Cr	350	175	300	50	50	100
Zn	115	100	75	80	80	90
Cu	110	110	70	80	80	90
Co	60	50	32	20	40	40
Ni	225	100	100	25	50	100
Rb	4	10	1	5	10	30
Sr	100	165	135	225	300	350
Zr	55	100	100	60	100	200
Ba	80	90	11	60	100	200
Cs	0.3	0.5	0.02	0.05	0.5	1
Y	10	15	30	20	23	30
La	4	12	3.5	3.9	9.2	27
Ce	10	25	12	7	25	140
Sm	2	3.6	3.9	2.2	3.8	8.2
Eu	0.8	1.1	1.5	0.9	1.3	2
Tb	0.5	0.7	1.2	0.4	0.8	1.1
Yb	1.8	2.4	3	2	2.5	2.5
Lu	0.4	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4

①DAT—太古代亏损的拉斑玄武岩；

②EAT—太古代富集的拉斑玄武岩

附表 5　中性火山岩的平均化学成分

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
SiO_2	54.20	54.02	54.28	56.00	58.31	61.95	63.58	57.65	57.84	57.50	59.48	61.12	62.25	61.51	58.05
TiO_2	1.3	1.18	1.89	1.29	0.66	0.73	0.64	1.00	1.11	0.79	0.48	0.42	1.65	0.45	0.79
Al_2O_3	17.17	17.22	16.57	16.81	18.05	18.03	16.67	16.68	17.24	17.33	17.38	17.65	16.10	17.37	17.41
Fe_2O_3	3.48	3.83	2.95	3.74	2.54	2.33	2.24	2.29	3.97	3.78	2.96	2.89	3.62	1.92	3.23
FeO	5.49	3.98	6.74	4.36	2.02	1.51	3.00	4.07	3.18	3.62	3.67	2.40	2.20	3.35	3.57
MnO	0.15	0.12	0.17	0.13	0.14	0.13	0.11	0.10	0.05	0.22	0.15	0.15	0.21	0.01	0.15
MgO	4.36	3.87	2.45	3.39	2.07	0.63	2.12	3.22*	1.25	2.86	3.28	2.44	2.03	1.26	3.24
CaO	7.92	6.76	5.05	6.87	4.25	1.89	5.53	5.74	4.20	5.83	6.61	5.80	4.05	1.08	5.77
Na_2O	3.67	3.32	5.68	3.56	3.85	6.55	3.98	3.59	5.67	3.53	3.41	3.83	3.55	5.25	3.57
K_2O	1.11	4.43	2.76	2.60	7.38	5.53	1.40	4.39	3.62	2.36	1.64	1.72	2.44	5.29	2.36
P_2O_5	0.28	0.49	0.78	0.33	0.20	0.18	0.17	0.36	0.57	0.30	0.20	0.15	0.40	0.08	0.44
H_2O^*	0.86	0.78	0.68	0.92	0.53	0.54	0.56	0.91	1.30	1.88	0.74	1.43	1.50	2.45	0.85

A—安山岩平均值；B—安粗岩平均值；C—橄榄粗安岩；D—钠粗安岩平均值；E—钙碱性粗面岩平均值；F—碱性粗面岩平均值；G—英安岩平均值（以上据Nockolds，S.R.，1954）；H—二长安山岩；I—粗面安山岩；J—普通辉石安山岩；K—紫苏辉石安山岩；L—角闪石安山岩；M—云母安山岩；N—角斑岩（以上据Daly，R.A.，1933）；O—中国中性岩平均值（据黎彤等，1963）。*包括0.06%的BaO和0.07%SrO

附表 6　太古代安山岩和现代安山岩的平均成分

（氧化物wt%，微量元素ppm）

（据K.C., Condie, 1981）

	太古代			现代		
	安山岩Ⅰ型	安山岩Ⅱ型	安山岩Ⅲ型	岛弧的	钙碱性的	高钾钙碱性的
SiO_2	56.7	58.9	55.1	57.3	59.5	60.2
TiO_2	0.92	0.65	0.95	0.58	0.70	0.95
Al_2O_3	14.0	15.5	15.9	17.4	17.2	16.9
Fe_2O_3	2.3	1.5	1.99	2.5	2.5	2.6
FeO	7.0	4.5	5.86	2.7	5.0	2.8
MgO	5.4	4.5	4.3	3.5	3.4	2.2
CaO	6.6	5.1	5.9	8.7	7.0	5.5
Na_2O	3.4	4.0	3.9	2.6	3.7	3.7
K_2O	0.67	1.9	1.1	0.7	1.6	2.8
H_2O	3.0	3.0	2.8	1.0	1.0	1.0
Cr	125	88	105	40	90	90
Zn	97	81	77	60	65	
Cu	60	36	64	70	100	40
Ni	70	60	55	20	25	40
Co	25	23	29	20	25	20
Sr	278	580	210	240	475	700
Rb	22	75	30	20	40	80
Ba	230	547	361	150	300	700
Zr	150	190	104	90	110	200
La	13	34	12	3	12	43
Ce	31	70	30	6.8	25	84
Nd	17	35	22	6	14	37
Sm	3.6	6.7	7.3	2.3	3.0	5.1
Eu	1.1	1.9	2.0	0.9	1.0	1.1
Gd	3.6	6.2	8.5	3.5	3.6	4.0
Dy	3.8	5.8	11	4.5	4.5	3.5
Er	2.0	3.0	6.4	2.6	2.0	1.8
Yb	1.8	2.4	6.1	2.3	1.9	1.6
Lu	0.3	0.3	1.1	0.4	0.4	0.27
Y	25	35	40	25	20	10

附表 7　酸性火山岩的平均化学成分

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
SiO_2	73.66	74.57	72.31	70.15	66.27	72.80	73.51	75.45	68.63	72.06	70.02	77.08
TiO_2	0.22	0.17	0.42	0.42	0.66	0.33	0.29	0.17	0.35	0.29	0.39	0.15
Al_2O_3	13.45	12.58	10.88	14.41	15.39	13.49	11.43	13.11	10.30	13.40	12.24	11.98
Fe_2O_3	1.25	1.30	2.92	1.68	2.14	1.45	2.97	1.14	5.60	1.81	2.61	1.26
FeO	0.75	1.02	2.42	1.55	2.23	0.88	1.08	0.66	2.61	2.11	3.35	0.68
MnO	0.03	0.05	0.14	0.06	0.07	0.08	0.04	0.29	0.21	0.08	0.11	0.05
MgO	0.32	0.11	0.16	0.63	1.57	0.38	0.16	0.34	0.37	0.28	0.09	0.63
CaO	1.13	0.61	0.68	2.15	3.68	1.20	0.28	0.83	1.07	0.75	0.71	0.77
Na_2O	2.99	4.13	5.17	3.65	4.13	3.38	4.65	5.88	6.14	3.74	5.36	5.42
K_2O	5.35	4.73	4.42	4.50	3.01	4.46	4.53	1.26	4.17	4.55	4.42	1.15
P_2O_5	0.07	0.07	0.03	0.12	0.17	0.08	0.04	0.18	0.02	0.1	0.05	0.10
H_2O	0.78	0.66	0.45	0.68	0.68	1.47	1.02	0.69	0.53	0.63	0.26	0.73
CO_2										0.20	0.39	

A—钙碱性流纹岩平均值；B—碱性流纹岩平均值；C—过碱性流纹岩平均值；D—英安流纹岩平均值；E—流纹英安岩平均值（以上据S.R.，Nockolds，1954）；F—流纹岩；G—碱性流纹岩；H—石英角斑岩；I—碱流岩（以上据R.A.，Daly，1933）；J—流纹岩；K—碱流岩；L—石英角斑岩（以上据黎彤等，1963）

附表 8 几种主要砂岩的平均化学成分

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
	石英砂屑岩	岩屑砂屑岩	杂砂岩	长石砂岩	杂砂岩	绿灰色砂岩	红色砂岩	河砂	石英砂岩	长石砂岩	杂砂岩
SiO_2	95.4	66.1	66.7	77.1	69.7	71.5	69.9	66.5	94.5—99.3	68.3	66.1
TiO_2	0.2	0.3	0.6	0.3	—	—	—	—	0.04—0.08	0.46	0.7
Al_2O_3	1.1	8.1	13.5	8.7	14.3	13.4	15.1	13.9	0.33—3.10	13.63	15.4
Fe_2O_3	0.4	3.8	1.6	1.5	1.9	1.3	4.9	} 4.7	} 0.08—0.80	} 4.08	} 6.8
FeO	0.2	1.4	3.5	0.7	2.4	3.6	1.5				
MnO	—	0.1	0.1	0.2	—	—	—	—	—		
MgO	0.1	2.4	2.1	0.5	1.8	1.0	0.8	2.0	0.03—0.12	2.28	1.8
CaO	1.6	6.2	2.5	2.7	1.3	1.0	0.6	3.4	0.06—0.73	3.93	2.3
Na_2O	0.1	0.9	2.9	1.5	3.1	2.8	2.1	2.9	0.20—0.59	1.54	2.6
K_2O	0.2	1.3	2.0	2.8	1.4	1.6	2.9	2.1	0.10—0.85		2.2
H_2O^+	0.3	3.6	2.4	0.9	—	—	—	—	—		
H_2O^-	—	0.7	0.6	—	—	—	—	—	—		
P_2O_5	—	0.1	0.2	0.1	—	—	—	—	—		
CO_2	1.1*	5.0	1.2	3.0	0.9	0.6	0.2	—	—		
SO_3	—	—	0.3	—	—	—	—	—	—		
S	—	—	0.1	—	—	—	—	—			
C	—	—	0.1	—	—	—	—	—	灼失0.22-0.47	灼失4.34	灼失2.1

A—据26个已发表的样品分析结果计算；B—据20个样品分析结果计算；C—据61个样品分析结果，其中包括28个新西兰的杂砂岩样品；D—据32个已发表的样品分析结果计算（以上据F.J.Pettijohn等，1972）；E—哈茨山杂砂岩的平均值（17个分析样品），F—在两层绿灰色Charny砂岩上采取的6个分析样品的平均值；G—红色Charny砂岩层的4个分析样品的平均值；H—哥伦比亚河砂的平均值（68个分析样品）（以上据H.Blatt，等，1972）；I—玻璃砂，列宁格勒省，石炭系；J—乌拉尔山西坡，二叠系；K—穆戈扎雷，泥盆系（以上据Л.В.Рухин，1953）

附表 9　泥质岩的平均化学成分（据何起祥，1978）

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
SiO_2	58.10	59.11	46.35	50.01	60.14	64.93	66.01	58.5	55.4	60.2	56.2	53.4
TiO_2	0.65	0.54	0.98	1.89	0.14	0.8	0.10	0.8	0.5	0.8	0.8	0.7
Al_2O_3	15.40	15.81	37.62	33.67	12.53	21.38	21.21	17.3	13.8	16.4	15.1	16.4
Fe_2O_3	4.02	7.42	}0.53	}8.22	0.74	1.02	2.11	3.0	4.0	4.0	3.4	3.4
FeO	2.45	1.62			0.01	—	0.57	4.4	1.7	2.9	2.3	2.8
MnO	—	0.05	—	—	—	—	—	0.1	—	—	0.1	0.1
MgO	2.44	1.45	0.09	2.32	2.32	—	0.05	2.6	2.7	2.3	2.1	2.4
CaO	3.11	2.11	0.33	0.56	5.21	0.62		1.3	6.0	1.4	4.4	5.8
Na_2O	1.30	3.04	0.03	1.35	0.27	0.2		1.2	1.8	1.0	1.1	1.1
K_2O	3.24	1.50	0.08	3.04	2.72	1.55	0.85	3.7	2.7	3.6	2.6	2.7
H_2O^+	}5.00	}5.22	—	—	14.17	7.41	7.55	}3.9	}5.6	}4.7	}5.0	}4.5
H_2O^-			—	—	2.68	1.09	1.24					
P_2O_5	0.17	0.96	—	—	—	0.2	—	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2
CO_2	2.63	0.63	—	—	--	—	—	1.2	4.6	1.5	3.3	4.3
SO_3	0.64	—	—	0.015	—	—	0.08	0.3	0.8	0.6	0.2	0.2
有机炭	0.80	—	—	—	—	—	—	1.2	0.7	0.9	0.8	0.8
灼失	—	—	14.62	11.75	—	0.23	—	其它1.2	其它0.1	—	—	—

A—页岩平均化学成分（克拉克，1924，按I、J两栏加权平均）；B—辽宁昭盟上二叠统林西组页岩；C—辽宁大青山高岭石粘土岩；D—河北蜂峰高岭石粘土岩；E—河北宣化蒙脱石粘土岩；F—江西乐平水云母粘土岩；G—香港花岗岩完全分解后的残积粘土（勃洛克，1943）；H—板岩平均成分（裴蒂庄，1957，69个样品）；I—中、新生代页岩平均化学成分（克拉克，1924，27个样品，一次分析）；J—古生代页岩平均成分（克拉克，1924，51个样品，一次分析）；K—俄罗斯地台泥质岩平均成分（罗诺夫，1966，4030个样品，290个分析）；L—大高加索地槽泥质岩平均成分（罗诺夫等，1966，11151个样品，455个分析）

附表 10　硅质岩的平均化学成分（据Г.И.布申斯基，1958）

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
SiO_2	95.23	85.26	94.90	88.02	81.37	88.92	63.55	86.30	90.65	96.88	91.63
TiO_2	0.04	0.22	0.10	—	0.28	0.16	—	—	—	—	0.02
Al_2O_3	0.82	4.40	2.31	3.32	3.83	4.28	7.40	4.65	5.21	0.44	1.34
Fe_2O_3	0.25	2.03	1.19	2.08	4.21	2.03	11.45	6.15	2.92	1.00	0.04
FeO	—	—	—	—	0.16	0.50	—	—	—	—	—
MnO	0.01	—	—	—	0.03	0.05	7.73	痕迹	—	—	—
CaO	0.79	1.40	0.30	1.53	1.10	0.41	8.38	1.16	0.21	0.36	1.33
MgO	0.16	0.50	0.30	0.54	0.84	0.44	0.26	0.13	0.11	0.20	0.03
K_2O	0.11	0.21	0.50	—	0.31	0.26	—	—	—	0.03	—
Na_2O	0.05	—	—	—	0.07	0.08	—	—	—	—	—
CO_2	0.15	—	—	—	0.59	0.21	—	—	—		0.02
P_2O_5	0.12	0.16	痕迹	—	0.20	0.17	—	—	—		0.02
SO_3	0.31	0.34	—	0.82	0.15	0.08	—	—	—	0.03	0.02
H_2O^+	1.80	4.81	1.35	3.02	2.02	2.10	0.38	0.61	0.33	0.98	5.19
H_2O^-	1.07	—	—	—	0.96	0.73	0.25	0.15	0.14	—	5.07
CuO	—	—	—	—	—	—	0.32	0.70	—	—	—

A—淡水硅藻土，晚第三纪，格鲁吉亚共和国，基萨提勃村；B—海硅藻土，早第三纪，乌里扬诺夫斯基省吉列依市，C—放射虫岩，采自加里曼丹岛（什维佐夫，1948）；D—海绵硅质岩，渐新世，格鲁吉亚共和国（什维佐夫，1948）；E—淡黄色的板状硅藻土，土仓阶（白垩系），卡卢日什省日滋德拉市；F—黑色蛋白土，土仓阶，卡卢日什省日滋德拉市；G—绿碧玉，在奥尔白斯克北面30km的卡林诺夫克村，泥盆纪；H—火漆状碧玉，产地同G；I—白色碧玉，产地同G；J—书写用的白垩中的黑色燧石，土仓阶，克拉马托尔斯克；K—硅华，勘察加（据Т.И.乌斯提诺娃），在标本中补充确定了As_2O_3 0.21%和B_2O_3 0.17%（该表引自贵阳地化所编《简明地球化学手册》）

附表 11　碳酸盐岩的平均化学成分（据何起祥，1978）

成分	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
SiO_2	—	—	5.19	8.02	14.63			7.90	3.08	0.34	0.54
TiO_2	—	—	0.06	—	—			0.09	0.05	0.03	—
Al_2O_3	—	—	0.81	2.34	7.97	0.55	0.90	1.24	0.85	0.17	0.22
Fe_2O_3	—	—	} 0.54	0.74	4.91			0.16	0.29	0.17	0.25
FeO	—	—						0.05	0.06	0.10	—
MnO	—	—	—					0.04	0.03	0.01	0.01
CaO	56.00	30.4	42.61	29.37	21.37	43.04	33.30	49.16	51.78	30.57	31.25
MgO	—	21.9	7.90	15.80	14.53	10.95	13.60	0.58	1.37	21.41	21.79
K_2O	—	—	0.33					0.45	0.31	0.13	0.21
Na_2O	—	—	0.05					0.20			0.50
CO_2	44.00	47.7	41.58	39.91							46.00
SO_3	—	—	0.05	0.77		0.3	13.13				0.04
P_2O_5	—	—	0.04						0.01	0.01	0.01
H_2O	—	—	0.77								
不溶残余	—	—	—	10.22		11.06	4.2				
灼失	—	—	0.11		33.73			39.31	42.13	46.70	

A—方解石理论成分；B—白云石理论成分；C—345个灰岩样品的平均成分（克拉克，1924）；D—苏北下第三系含泥白云岩；E—抚顺第三系白云质泥灰岩；F—四川三叠系含泥白云质灰岩；G—四川三叠系含石膏的灰质白云岩；H—吉林通化震旦系万隆组聚环柱状藻灰岩（业治铮等，1965）；I—辽大震旦系甘井子组聚环柱状藻灰岩（业治铮等，1965）；J—河北龙须门震旦系雾迷山组波纹状藻白云岩（业治铮等，1965）；K—河北蓟县震旦系雾迷山组锥状藻白云岩（业治铮等，1965）

附表 12　地壳元素的丰度（ppm）

（据A.П.Виноградов，1962）

原子序数	元素符号	丰度值	原子序数	元素符号	丰度值	原子序数	元素符号	丰度值
1	H	—	33	As	1.7	65	Tb	4.3
2	He	—	34	Se	0.05	66	Dy	5
3	Li	32	35	Br	2.1	67	Ho	1.7
4	Be	3.8	36	Kr	—	68	Er	3.3
5	B	12	37	Rb	150	69	Tm	0.27
6	C	230	38	Sr	340	70	Yb	0.33
7	N	19	39	Y	29	71	Lu	0.8
8	O	470000	40	Zr	170	72	Hf	1
9	F	660	41	Nb	20	73	Ta	2.5
10	Ne	—	42	Mo	1.1	74	W	1.3
11	Na	25000	43	Tc	—	75	Re	7.10^{-4}
12	Mg	18700	44	Ru	—	76	Os	—
13	Al	80500	45	Rh	—	77	Ir	—
14	Si	295000	46	Pd	0.013	78	Pt	—
15	P	930	47	Ag	0.07	79	Au	0.0043
16	S	470	48	Cd	0.13	80	Hg	0.083
17	Cl	170	49	In	0.25	81	Tl	1
18	Ar	—	50	Sn	25	82	Pb	16
19	K	25000	51	Sb	0.5	83	Bi	0.009
20	Ca	29600	52	Te	0.001	84	Po	—
21	Sc	10	53	I	0.4	85	At	—
22	Ti	4500	54	Xe	—	86	Rn	—
23	V	90	55	Cs	3.7	87	Fr	—
24	Cr	83	56	Ba	650	88	Ra	—
25	Mn	1000	57	La	29	89	Ac	—
26	Fe	46500	58	Ce	70	90	Th	13
27	Co	18	59	Pr	9	91	Pa	—
28	Ni	58	60	Nd	37	92	U	2.5
29	Cu	47	61	Pm	—	93	Np	
30	Zn	83	62	Sm	8	94	Pu	
31	Ga	19	63	Eu	1.3			
32	Ge	1.4	64	Gd	8			

附表 13　用于标准化的某些样

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
12个球粒陨石的平均丰度①	0.32	0.90	0.13	0.57	0.21	0.074	0.31
20个球粒陨石的平均丰度	0.30	0.84	0.12	0.58	0.21	0.074	0.32
9个球粒陨石的组合样	0.33	0.88	0.112	0.60	0.181	0.069	0.249
Leedy球粒陨石②	0.378	0.976	0.136	0.716	0.230	0.0866	0.311
10个球粒陨石的平均值	0.329	0.865	—	0.630	0.203	0.0770	0.276
CI球粒陨石的平均丰度	0.2446	0.6379	0.09637	0.4738	0.1540	0.05802	0.2043
Boynton推荐的球粒陨石值	0.310	0.808	0.122	0.600	0.195	0.0735	0.259
北美40个页岩样品的平均值	32	73	7.9	33	5.7	1.24	5.2
俄罗斯地台粘土的平均值	34	67	8.6	30.5	6.9	1.4	5.6
模式地幔的稀土元素丰度③	0.63				0.38	0.15	

资料来源：a—R.A.Schmitt，等，1963；b—L.A.Haskin等，1966；Nakamura，1974；f—N.M.Evensen 等，1978；g—A.E.Ponon，等

①其中Ce是8个球粒陨石的平均值；Eu的平均值中不包括Abee球粒陨石

②其中Pr、Tb、Hb和Tm是1975年根据球粒陨石中多同位素的稀土元素

③根据阿尔卑斯橄榄岩、金伯利岩中的包体（石榴二辉橄榄岩）和碱性

晶的稀土元素丰度（ppm）

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	测试方法	资料来源
0.051	0.30	0.074	0.21	0.032	0.18	0.032	1.9	中子活化	a
0.049		0.073	0.21	0.033	0.17	0.031	1.8	中子活化	b
0.047		0.070	0.200	0.030	0.200	0.034	1.94	中子活化	c
0.0589	0.390	0.0888	0.255	0.0385	0.249	0.0387		同位素稀释	d
—	0.343	—	0.225	—	0.220	0.0339		同位素稀释	e
0.03745	0.2541	0.05670	0.1660	0.02561	0.1651	0.02539		同位素稀释	f
0.0474	0.322	0.0718	0.210	0.0324	0.209	0.0322			i
0.85	—	1.04	3.4	0.50	3.1	0.48	27	中子活化	c
—	4.5	—	3.3	—	2.6	—	30		g
					0.42	0.064	4.6		h

c—L.A.Haskin, 等, 1968; d—A.Masuda, 1973、1975; e—N.
1967; h—E.Jagoutz, 等, 1979; i—W.V.Boynton, 1984。
的值；Y是用中子活化方法测定的7个球粒陨石的平均值。
标准化之后的稀土元素模式线性曲线做出的推测值。
玄武岩中的包体（尖晶二辉橄榄岩）计算出的值

附表 14　氧化物重量百分比与分子数换算表*

（据A.H.查瓦里茨基）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
二氧化硅SiO_2，分子量60.06											
35	583	584	586	588	589	591	593	594	596	598	35
36	599	601	603	604	606	608	609	611	613	614	36
37	616	618	619	621	623	624	626	628	629	631	37
38	633	634	636	638	639	641	643	644	646	648	38
39	649	651	653	654	656	658	659	661	663	664	39
40	666	668	669	671	673	674	676	678	679	681	40
41	683	684	686	688	689	691	693	694	696	698	41
42	699	701	703	704	706	708	709	711	713	714	42
43	716	718	719	721	723	724	726	728	729	731	43
44	733	734	736	738	739	741	743	744	746	748	44
45	749	751	753	754	756	758	759	761	763	764	45
46	766	768	769	771	773	774	776	778	779	781	46
47	783	784	786	788	789	791	793	794	796	798	47
48	799	801	803	804	806	808	809	811	813	814	48
49	816	818	819	821	823	824	826	828	829	831	49
50	833	834	836	838	839	841	843	844	846	848	50
51	849	851	853	854	856	858	859	861	863	864	51
52	866	868	869	871	873	874	876	878	879	881	52
53	883	884	886	888	889	891	892	894	896	897	53
54	899	901	902	904	906	907	909	911	912	914	54
55	916	917	919	921	922	924	926	927	929	931	55
56	932	934	936	937	939	941	942	944	946	947	56
57	949	951	952	954	956	957	959	961	962	964	57
58	966	967	969	971	972	974	976	977	979	981	58
59	982	984	986	987	990	991	992	994	996	997	59
60	999	1.001	1.002	1.004	1.006	1.007	1.009	1.011	1.012	1.014	60
61	1.016	1.017	1.019	1.021	1.022	1.024	1.026	1.027	1.029	1.031	61
62	1.032	1.034	1.036	1.037	1.039	1.041	1.042	1.044	1.046	1.047	62
63	1.049	1.051	1.052	1.054	1.056	1.057	1.059	1.061	1.062	1.064	63
64	1.066	1.067	1.069	1.071	1.072	1.074	1.076	1.077	1.079	1.081	64
65	1.082	1.084	1.086	1.087	1.089	1.091	1.092	1.094	1.096	1.097	65
66	1.099	1.101	1.102	1.104	1.106	1.107	1.109	1.111	1.112	1.114	66
67	1.116	1.117	1.119	1.121	1.122	1.124	1.125	1.127	1.129	1.130	67
68	1.132	1.134	1.135	1.137	1.139	1.140	1.142	1.144	1.145	1.147	68
69	1.149	1.150	1.152	1.154	1.155	1.157	1.159	1.160	1.162	1.164	69
70	1.165	1.167	1.169	1.170	1.172	1.174	1.175	1.177	1.179	1.180	70
71	1.182	1.184	1.185	1.187	1.189	1.190	1.192	1.194	1.195	1.197	71
72	1.199	1.200	1.202	1.204	1.205	1.207	1.209	1.210	1.212	1.214	72
73	1.215	1.217	1.219	1.220	1.222	1.224	1.225	1.227	1.229	1.230	73
74	1.232	1.234	1.235	1.237	1.239	1.240	1.242	1.244	1.245	1.247	74
75	1.249	1.250	1.252	1.254	1.255	1.257	1.259	1.260	1.262	1.264	75
76	1.265	1.267	1.269	1.270	1.272	1.274	1.275	1.277	1.279	1.280	76
77	1.282	1.284	1.285	1.287	1.289	1.290	1.292	1.294	1.295	1.297	77

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
氧化铝Al_2O_3，分子量101.94											
0	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	0
1	010	011	012	013	014	015	016	017	018	019	1
2	020	021	022	023	024	025	025	026	027	028	2
3	029	030	031	032	033	034	035	036	037	038	3
4	039	040	041	042	043	044	045	046	047	048	4
5	049	050	051	052	053	054	055	056	057	058	5
6	059	060	061	062	063	064	065	066	067	068	6
7	069	070	071	072	073	074	075	075	076	077	7
8	078	079	080	081	082	083	084	085	086	087	8
9	088	089	090	091	092	093	094	095	096	097	9
10	098	099	100	101	102	103	104	105	106	107	10
11	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	11
12	118	119	120	121	122	123	124	125	125	126	12
13	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	13
14	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	14
15	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	15
16	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	16
17	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	17
18	177	178	178	179	180	181	182	183	184	185	18
19	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	19
20	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	20
21	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	21
22	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	22
23	226	227	228	229	229	230	231	232	233	234	23
24	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	24
25	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	25
26	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	26
27	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	27
28	275	276	277	278	279	280	281	281	282	283	28
29	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	29
氧化铁Fe_2O_3，分子量159.68											
0	000	001	001	002	003	003	004	004	005	006	0
1	006	007	007	008	009	009	010	011	011	012	1
2	012	013	014	014	015	016	016	017	017	018	2
3	019	019	020	021	021	022	023	023	024	024	3
4	025	026	026	027	028	028	029	029	030	030	4
5	031	032	033	033	034	034	035	036	036	037	5
6	038	038	039	039	040	041	041	042	043	043	6
7	044	044	045	046	046	047	048	048	049	049	7
8	050	051	051	052	053	053	054	054	055	056	8
9	056	057	058	058	059	059	060	061	061	062	9
10	063	063	064	064	065	066	066	067	068	068	10
11	069	069	070	071	071	072	073	073	074	074	11
12	075	076	076	077	078	078	079	079	080	081	12
13	081	082	083	083	084	084	085	086	086	087	13
14	088	088	089	090	090	091	091	092	093	093	14

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
15	094	095	095	096	096	097	098	098	099	100	15
16	100	101	101	102	103	103	104	105	105	106	16
17	106	107	108	108	109	110	110	111	111	112	17
18	113	113	114	115	115	116	116	117	118	118	18
19	119	120	120	121	121	122	123	123	124	125	19
氧化亚铁FeO，分子量71.94											
0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	012	0
1	014	015	017	018	019	021	022	024	025	026	1
2	028	029	031	032	033	035	036	038	039	040	2
3	042	043	044	046	047	049	050	051	053	054	3
4	056	057	058	060	061	063	064	065	067	068	4
5	070	071	072	074	075	077	078	079	081	082	5
6	083	085	086	088	089	090	092	093	095	096	6
7	097	099	100	102	103	104	106	107	109	110	7
8	111	113	114	115	117	118	120	121	122	124	8
9	125	127	128	129	131	132	134	135	136	138	9
10	139	141	142	143	145	146	148	149	150	152	10
11	153	154	156	157	159	160	161	163	164	166	11
12	167	168	170	171	173	174	175	177	178	180	12
13	181	182	184	185	186	188	189	191	192	193	13
14	195	196	198	199	200	202	203	205	206	207	14
15	209	210	212	213	214	216	217	218	220	221	15
16	223	224	225	227	228	230	231	232	234	235	16
17	237	238	239	241	242	244	245	246	248	249	17
18	251	252	253	255	256	257	259	260	268	263	18
19	264	266	267	269	270	271	273	274	276	277	19
氧化镁MgO，分子量40.32											
0	000	003	005	007	010	012	015	017	020	022	0
1	025	027	030	032	035	037	040	042	045	047	1
2	050	052	055	057	059	062	065	067	069	072	2
3	074	077	079	082	084	087	089	092	094	097	3
4	099	102	104	107	109	112	114	117	119	121	4
5	124	127	129	132	134	136	139	141	144	146	5
6	149	151	154	156	159	161	164	166	169	171	6
7	174	176	179	181	183	186	189	191	194	196	7
8	198	201	203	206	208	211	213	216	218	221	8
9	223	226	228	231	233	236	238	241	243	245	9
10	248	250	253	256	258	260	263	265	268	270	10
11	273	275	278	280	283	285	288	290	293	295	11
12	298	300	303	305	307	310	312	315	317	320	12
13	322	325	327	330	332	335	337	340	342	345	13
14	347	350	352	355	357	360	362	365	367	369	14
15	372	374	377	379	382	384	387	389	392	394	15
16	397	399	402	404	407	409	412	414	417	419	16
17	422	424	427	429	432	434	436	439	441	444	17
18	446	449	451	454	456	459	461	464	466	469	18
19	471	474	476	479	481	484	486	489	491	494	19

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
20	496	499	501	503	506	508	511	513	516	518	20
21	521	523	526	528	531	533	536	538	541	543	21
22	547	548	551	553	556	558	560	563	566	568	22
23	570	573	575	578	580	583	585	588	590	593	23
24	595	598	600	603	605	608	610	613	615	618	24
25	620	622	625	628	630	632	635	637	640	642	25
26	645	647	650	652	655	657	660	662	665	667	26
27	670	672	675	677	680	682	685	687	690	692	27
28	694	697	699	702	704	707	709	712	714	717	28
29	719	722	724	727	729	732	734	737	739	742	29
30	744	746	749	751	754	756	759	761	764	766	30
31	769	771	774	776	779	781	781	786	789	791	31
32	794	796	799	801	804	806	808	811	814	816	32
33	819	821	823	826	828	831	833	836	838	841	33
34	843	846	848	851	853	856	858	861	863	866	34
35	868	870	873	876	878	881	883	885	888	890	35
36	893	895	898	900	903	905	908	910	913	915	36
37	918	920	923	925	928	930	932	935	937	940	37
38	942	945	947	950	952	955	957	960	962	965	38
39	967	970	972	975	977	980	982	985	987	990	39
40	992	994	997	999	1.002	1.004	1.007	1.010	1.012	1.014	40

氧化钙CaO，分子量56.08

0	000	002	004	005	007	009	011	013	014	016	0
1	018	020	021	023	025	027	029	030	032	034	1
2	036	038	039	041	043	045	046	048	050	052	2
3	054	055	057	059	061	062	064	066	068	070	3
4	071	073	075	077	079	080	082	084	086	087	4
5	089	091	093	095	096	098	100	102	103	105	5
6	107	109	111	112	114	116	118	120	121	123	6
7	125	127	128	130	132	134	136	137	139	141	7
8	143	144	146	148	150	152	153	155	157	159	8
9	161	162	164	166	168	169	171	173	175	177	9
10	178	180	182	184	185	187	189	191	193	194	10
11	196	198	200	201	203	205	207	209	210	212	11
12	214	216	218	219	221	223	225	227	228	230	12
13	232	234	235	237	239	241	243	244	246	248	13
14	250	251	253	255	257	259	260	262	264	266	14
15	268	269	271	273	275	276	278	280	282	284	15
16	285	287	289	291	292	294	296	298	300	301	16
17	303	305	307	308	310	312	314	316	317	319	17
18	321	323	324	326	328	330	332	334	335	337	18
19	339	341	342	344	346	348	349	351	353	355	19
20	357	358	360	362	364	366	367	369	371	373	20
21	375	376	378	380	382	383	385	387	389	391	21
22	392	394	396	398	399	401	403	405	407	408	22
23	410	412	414	416	417	419	421	423	424	426	23
24	428	430	432	433	435	437	439	440	442	444	24

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
					氧化钠Na_2O，分子量61.994						
0	000	002	003	005	006	008	010	011	013	015	0
1	016	018	019	021	023	024	026	027	029	031	1
2	032	034	035	037	039	040	042	044	045	047	2
3	048	050	052	053	055	056	058	060	061	063	3
4	065	066	068	069	071	073	074	076	077	079	4
5	081	082	084	085	087	089	090	092	094	095	5
6	097	098	100	102	103	105	106	108	110	111	6
7	113	115	116	118	119	121	123	124	126	127	7
8	129	131	132	134	135	137	139	140	142	144	8
9	145	147	148	150	152	153	155	156	158	160	9
10	161	163	165	166	168	169	171	173	174	176	10
11	177	179	181	182	184	185	187	189	190	192	11
12	194	195	197	198	200	202	203	205	206	208	12
13	210	211	213	215	216	218	219	221	223	224	13
14	226	227	229	231	232	234	235	237	239	240	14
15	242	244	245	247	248	250	252	253	255	256	15
16	258	260	261	263	265	266	268	269	271	273	16
17	274	276	277	279	281	282	284	285	287	289	17
18	290	292	294	295	297	298	300	302	303	303	18
19	306	308	310	311	313	315	316	318	319	321	19
					氧化钾K_2O，分子量94.20						
0	000	001	002	003	004	005	006	007	009	010	0
1	011	012	013	014	015	016	017	018	019	020	1
2	021	022	023	024	025	027	028	029	030	031	2
3	032	033	034	035	036	037	038	039	040	041	3
4	042	044	045	046	047	048	049	050	051	052	4
5	053	054	055	056	057	058	059	061	062	063	5
6	064	065	066	067	068	069	070	071	072	073	6
7	074	075	076	077	079	080	081	082	083	084	7
8	085	086	087	088	089	090	091	092	093	094	8
9	096	097	098	099	100	101	102	103	104	105	9
10	106	107	108	109	110	111	112	114	115	116	10
11	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	11
12	127	128	129	131	132	133	134	135	136	137	12
13	138	139	140	141	142	143	144	145	146	148	13
14	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	14
15	159	160	161	162	163	165	166	167	168	169	15
16	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	16
17	180	181	183	184	185	186	187	188	189	190	17
18	191	192	193	194	195	196	197	198	200	201	18
19	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	19
					水H_2O，分子量18.016						
0	000	006	011	017	022	028	033	039	044	050	0
1	056	061	067	072	078	083	089	094	100	106	1
2	111	117	122	128	133	139	144	150	155	161	2
3	166	172	178	183	189	194	200	205	211	217	3
4	222	228	233	239	244	250	255	261	266	272	4

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%
5	277	283	289	294	300	305	311	316	322	328	5
6	333	339	344	350	356	361	366	372	377	383	6
7	389	394	400	405	411	416	422	427	433	438	7
8	444	450	455	461	466	472	477	483	488	494	8
9	500	505	511	516	522	527	533	538	544	550	9
	氧化钛TiO_2，分子量79.90										
0	000	001	003	004	005	006	008	009	010	011	0
1	013	014	015	016	018	019	020	021	023	024	1
2	025	026	028	029	030	031	033	034	035	036	2
3	038	039	040	041	043	044	045	046	048	049	3
4	050	051	053	054	055	056	058	059	060	061	4
5	063	064	065	066	068	069	070	071	073	074	5
6	075	076	078	079	080	081	083	084	085	086	6
7	088	089	090	091	093	094	095	096	098	099	7
8	100	101	103	104	105	106	108	109	110	111	8
9	113	114	115	116	118	119	120	121	123	124	9
	五氧化二磷P_2O_5，分子量142.04										
0	000	001	001	002	003	004	004	005	006	006	0
1	007	008	008	009	010	011	011	012	013	013	1
2	014	015	015	016	017	018	018	019	020	020	2
3	021	022	023	023	024	025	025	026	027	027	3
4	028	029	030	030	031	032	032	033	034	035	4
5	035	036	037	037	038	039	039	040	041	042	5
	氧化锆ZrO_2，分子量123.22										
0	000	001	002	002	003	004	005	006	007	007	0
1	008	009	010	011	011	012	013	014	015	015	1
2	016	017	018	019	020	020	021	022	023	024	2
3	024	025	026	027	028	028	029	030	031	032	3
4	033	033	034	035	036	037	037	038	039	040	4
5	041	041	042	043	044	045	046	046	047	048	5
	二氧化碳CO_2，分子量44.00										
0	000	002	005	007	009	011	014	016	018	020	0
1	023	025	027	030	032	034	036	039	041	043	1
2	045	048	050	052	055	057	059	061	064	066	2
3	068	070	073	075	077	080	082	084	086	089	3
4	091	093	095	098	100	102	105	107	109	111	4
5	114	116	118	120	123	125	127	130	132	134	5
6	136	139	141	143	145	148	150	152	155	157	6
7	159	161	164	166	168	170	173	175	177	180	7
8	182	184	186	189	191	193	195	198	200	202	8
9	205	207	209	211	214	216	218	220	223	225	9
	硫酐SO_3，分子量80.06										
0	000	001	003	004	005	006	008	009	010	011	0
1	013	014	015	016	018	019	020	021	023	024	1
2	025	026	028	029	030	031	033	034	035	036	2
3	038	039	040	041	043	044	045	046	048	049	3
4	050	051	053	054	055	056	058	059	060	061	4

（续）

%	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	%

氯Cl，原子量35.457

0	000	003	006	009	011	014	017	020	023	025	0
1	028	031	034	037	039	042	045	048	051	054	1
2	056	059	062	065	068	070	073	076	079	082	2
3	085	087	090	093	096	099	101	104	107	110	3

氧化锰MnO，分子量70.93

0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	013	0
1	014	015	017	018	020	021	023	024	025	027	1
2	028	030	031	032	034	035	037	038	039	041	2
3	042	044	045	046	048	049	051	052	054	055	3

氟F，原子量19.00

0	000	005	011	016	021	026	032	037	042	047	0
1	053	058	063	068	074	079	084	089	095	100	1

氧化钡BaO，分子量153.36

0	000	001	001	002	003	003	004	005	005	006
1	007	07	008	009	009	010	010	011	012	012
2	013	014	014	015	016	016	017	018	018	019
3	02'	020	021	022	022	023	024	024	025	025

氧化锶SrO，分子量103.63

0	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	0
1	010	011	012	013	014	014	015	016	017	018	1

• 该表用来把重量百分比换算成分子数。

氧化物的整数百分数在第一列，小数点第一位的数值在横项，小数点第二位的数值用内换法，例如：Na_2O 4.36%换算成分子数，由表查出其分子数在069和071之间，如果要精确到小数点第二位，其数值应为070（简写为70）。

如需用原子数，则Al_2O_3、Fe_2O_3、Na_2O、K_2O以及H_2O、P_2O_5等氧化物分子数乘2即可，而MnO、FeO、CaO、MgO等元素的原子数同氧化物分子数

参 考 文 献

第 一 章

Evans, B.W. and Leake, B E., 1960, The composition and origin of the striped amphibolits of Connemara, Ireland, J. petrol. vol.1, pp.337-363.

Geringer, G.J., 1979, The origin and tectonic setting of amphibolites in part of Namaqua Metamorphic Belt, South Africa, Trans. Geol. Soc. S. Afr. vol.82, pp.287-303.

de la Roche, H., 1968, Comportement gèochimique diffèrentiel de Na, K et al dans les formations volcaniques et sèdimentaires, C. R. Acad. Sci. paris, T.267, sèrie D.39-42.

Leake, B.E., 1963, Origin of amphibolits from northwest Adirondacks. New York. Geol. Soc. Am. Bull. vol.74, pp.1193-1202.

Leake, B.E., 1964, The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. J.Petrol.vol.5, pp.238-254.

Leake, B.E., 1969, The discrimination of ortho and paracharnockitic rocks, anorthosites and amphibolites. The Indian Mineralogist, vol.10, pp.89-104.

Misra, S.N., 1971, Chemical distinction of high-grade ortho and para-metabasites. Norsk Geologisk Tidsskrift, vol.51, pp.311-316, Oslo.

Moine, B.et de la Roche, H., 1968, Nouvelle approche du problem de l'origine des amphibolies a partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sci. paris, t.267, Serie D.2084-2087.

Niggli, P., 1954, Rocks and mineral deposits. San Francisco (Freeman).

Shaw, D.M. and Kudo, A.M., 1965, A test of the discriminant function in the amphibolit problem. Mineral. Mag. vol.34, pp.423-435.

Shaw, D.M., 1972, The origin of Apsley Gneiss, Ontario, Can. J. Earth Sci. vol.9, pp.18-35.

Simonen, A., 1953, Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, No.160, pp.1-64.

Tarney, J., 1976, Geochemistry of Archean high grade gneisses, with implications as to origin and evolution of the precambrian

crust. In Windley, B.F. (Ed) , The early history of Earth. London (Wiley) , pp.405-417.

Tarney, J., 1977, Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland Plateau basement rocks, site 330, Deep sea Drilling project. Initial Rep. Deep sea drill. proj. vol.36, pp.893-921.

Van de Kamp, P.C., 1968, Geochemistry and origin of metasediments in Haliburton-Madoc area, southeastern Ontario. Can.J. Earth Sci. vol.5, pp.1337-1372.

Van de Kamp, P.C., 1969, Origin of amphibolites in the beartooth Mountains, Wyoming and Montana: New data and interpretation. Geol. Soc. Am.Bull. vol.80, pp.1127-1136.

Van de Kamp, P.C. and Beakhouse, G.P., 1979, paragneisses in the pakuash lake area, English River Gneiss Belt, Northwest Ontario. Can.J. Earth Sci. vol.16, pp.1753-1763.

Van de Kamp, P.C., 1970, The Green Beds of Scottish series: geochemistry, origin, and metamorphism of mafic sediments. J. Geol.vol.78, pp.281-303.

Walker, K.B., Joplin, G.A., Lovering, J.F. and Green, R., 1960, Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland. Geol. Soc. Australia.vol.6, pp.149-178.

Winchester, J.A., 1971, Some geochemical distinctions between Moinian and lewisian rocks, and their use in establishing the identity of supposed inhers in the Moinian. Scott.J. Geol. vol.7, pp.327-344.

Winchester, J.A., 1976, Deferent Moinian amphibolite suites in north-Ross-shire. Scott.J. Geol. vol.12, pp.187-204.

Winchester, J.A., Park, R.G. and Holland, J.G., 1981, The geochemistry of lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. Scott. J. Geol. vol.16, pp.165-179.

Winchester, J.A. and Max, M.D., 1982, The geochemistry and origin of precambrian rocks of Rosslare Complex, SE Ireland.J. Geol. Soc. London. vol.139, pp.309-319.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks (4th edition).Heidelberg, Springer-verlag. PP.31-54.

Баланов, Ю.А., Кременецкий, А.А., Швец, В.М., 1972, Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. Геохимия,

No.11, c.1358-1371.

Горбачев, О.В., 1979, Геохимическое разграничение амфиболитов и некоторые вопросы.В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, Вып.5, М.« Наука », с.109-112.

Доморацкий, Н.А., 1964, Определение первичной природы, метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса.М.« Наука », с.166-176.

Кременецкий, А.А., 1979, Метаморфизм основных пород докембрия.М.« Наука », с.68-102.

Предовский, А.А., 1970, Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия.Апатиты, 115 с.

Предовский, А.А., 1980, Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.л.« Наука »,с.9-32.

Руденко, В.Е., РУденко, в.л., 1979, Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия.Новосибирск, « Наука », с.8-20.

Семененко, Н.П., 1960, Теория метаморфизма подвижных зон, Международный геол. конгресс., XX1 сессия, проблема 14.Гранитогнейссы.Изд.АН УССР, К.с.18-35.

Семененко, Н.П., 1966, Метаморфизм подвижных зон, Киев, « Наука », с.68-123.

Четвериков, С.Д., 1956, Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, Москва.

第 二 章

Bailey, J.G. (1981) .Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. Chem. Geol. Vol. 32, pp.139-154.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D.and Ohnenstetter, M. (1979) .Geochemical discrimination between ocean-floor and island arc tholeiites-application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci. Vol.16, pp.1874-1882.

Bloxa, . J. W. and Lewis, A.D. (1972) .Ti, Zr and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. Nature Phys. Sci., Vol.237, pp.134-136.

Condie, K.C. (1976) .Trace-element geochemistry of Archean gree-

stone belts, Earth Sci. Rev., Vol.12, pp.333-417.

Condie, K.C. (1981) ,Archean Greenstone Belts, Elsevier. 381pp.

Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garuti, G. and Rossi, A. (1980) ,The geochemistry and petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol.Vol.74, pp.189-200.

Chadwick, B. (1981) ,Field relations, petrography and geochemistry of Archaean amphibolite dykes and Malene supracrustal amphibolites, Northwest Buksefjorden, Southern West Greenland. Precamb. Res.,Vol.14, pp.221-259

Cullers, R.L. and Graf, J.L. (1984) ,Rare Earth Elements in Igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. in Eare Earth Elements Geochemistry (P.Henderson, ed.) ,pp.237-267. Elsevier

Floyd, P.A. and Winchester, J.A. (1975) ,Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci.Lett. Vol. 27, pp.211-218.

Floyd, P.A. and Winchester, J.A. (1978) ,Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chem. Geol. Vol.21, pp.291-306.

Gill, R.C.O.and Bridgwater,D. (1979) ,Early Archaean basic magmatism in West Greenland: The geochemistry of the Ameralik dykes. J.Petrol., Vol.20, pp.695-726.

Glassley, W. (1974) Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. Geol. Soc. Am. Bell., Vol.85. pp.785-794.

Graham, C.M. (1976) ,Petrochemistry and tectonic significance of Dalradian metabasaltic rocks of the S.W. Scottish Highlands. J. Geol.Soc. London, Vol.132, pp.61-84.

Holm, P.E. (1982) ,Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. Contrib. Mineral. Petrol. Vol.79, pp.308-310.

Hynes, A. and Francis, D.M. (1982) , A Transect of the early Proterozoic Cape Smith Foldbelt, New Quebec. Tectonophysics Vol.88, pp.23-59.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) ,A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., Vol.8, pp.523-548.

Jolly, W.T. (1975) ,Subdivision of the Archean lavas of the Abi-

Abitibi Area, Canada from Fe-Mg-Ni-Cr relations. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.27, pp.200-210.

Kroner, A. (1982). Archaean to early Proterozoic tectonic and crustal evolution: A review. Revista Brasileira de Geociencias, Vol.12 (1-3), pp.15-31.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of palaeo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.59, pp.139-154.

Miyashiro, A. (1975). Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol., Vol.83, pp.249-281.

Miyashiro, A. and Shido, F. (1975). Tholeiitic and calcalkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel. Am.J. Sci., Vol.275, pp.265-277.

Nesbitt, R.W. and Sun, S.S. (1976). Geochemistry of Archaean pinifex-textured peridotites magnesian and low-magnesian tholeites. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.31, pp.433-453.

Nisbet, E.G. and Pearce, J.A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contrib. Mineral. Petrol. Vol.63, pp.149-160.

Pearce, J.A. (1975). Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics. Vol.25, pp.41-67.

Pearce, J.A. (1976). Statistical analysis of major element patterns inbasalts. J. Petrol. Vol.17, pp.15-43.

Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in: Andesites (R.S. Thorpe, ed.) pp.525-547 (J.Wiley and Sons, Chichester).

Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. and Searle, M.P. (1981). The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. Phil. Trans.R. Soc. LOND. Vol.A300, pp.299-317.

Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.19, pp.290-300.

Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. Vol.69, pp.33-47.

Pearce, J.A. (1984) ,A"rsers guide" to basalt discrimination diagrams (unpublished) .

Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. (1975). The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.24,pp.419-426.

Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett,, T.C. (1977) . The relationship between major element chemisny and tectonic emvironment of basic and intermedlate volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.36, pp.121-132.

Saunders, A.D. (1984) . The Rare Earth Element characteristics of Igneous rocks from the ocean basins. in Eare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, ed.) ,pp.205-230. Elsevier.

Sleivais, J.W. (1982) . Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavsa. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.59, pp.101-118.

Smith, R.E. and Smith, S.E., (1976) . Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.32, pp.114-120.

Stern, R.J. (1981) . Petrogenesis and tectonic setting of late precambrian Ensimatic volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt. Precamb. Rse., Vol.16, pp.195-230.

Stow, S.H., Neilson, M.J. and Neathery, T.L. (1984) . Petrography, geochemistry and tectonic significance of the amphibolites of the Alabama Piedmont. Am. J. Sci., Vol.284, pp.416-436.

Sun, S.S., Nesbitt, R.W. and Sharaskin, A. Ya. (1979) . Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.44, pp.119-138.

Suppe, J , Liou, J.G. and Ernst, W.G. (1981) . Paleogeographic Origins of the Miocene East Taiwan ophiolite. Americ. J Sci Vol.281, pp.228-246

Tarney, J., Wood, D.A. and Saunders, A.D. (1980) .Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from deep sea drilling. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A297, pp. 179-202.

Wilson, A.F. (1978) . Comparison of some of the geochemical features and tectonic setting of Archean and Proterozoic granulites with particular reference to Australia. in Archaean Geochemistry (Windley and Naqvi, ed.). pp.241-268. Elsevier.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements Chem. Geol. Vol.20, pp.325-343.

Winchester, J.A. and Max, M.D. (1982). The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. J. Geol. Soc. Lond. Vol.139, pp.309-319.

Wood, D.A., Joron, J-L. and Treuil, M (1979). A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.45, pp.326-336.

Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth Planet. Sci. Lett. Vol.50, pp.11-30.

Zeck, H.P. and Morthorst, J.R. (1982). Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y discrimination diagram. N. Jb. Miner. Abh. Jg 1982, Vol. H5, pp.193-200

Добрецов, Н.Л. (1975) Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных Базальтов. Геология и Геофизика, No2, с.11-25.

第 三 章

Altegre, C.J. and Minster, J.F. (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 38, pp.1-25.

Arth, J.G., (1979). Some trace elements in trondhjemites -- their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks (Barker, ed.). Elsevier, pp.123-132.

Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks (Barker, ed.). Elsevier, pp.1-12.

Barker, F and Arth, J G, (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, Vol.4, pp.596-600.

Coleman, R.G. and Peterman, Z.E., (1975). Oceanic plagiogranite J.Geophys. Res., Vol.80, pp.1099-1108.

Collerson, K.D. and Bridgwater, D., (1979) Metamorphic

devlopment of early Archean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek Area, Labrador. In: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks (Barker, ed.) Elsevier, pp.205-273.

Condie, K.C , (1976) . Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts. Earth. Sci. Rev., Vol.12, pp.393-417.

Condie, K.C., (1981) Archean Greenstone belts. Elsevier. 381pp.

Cullers, R.L. and Graf, J.L., (1984) . Rare Earth Elements in Igneous rocks of the Continental Crust: intermediate and silicic rocks -- ore petrogenesis. In: Rare Earth Element Geochemistry (Henderson, ed.) . Elsevier, pp.275-316.

Dhana Raju, R. and Krishna Rao, J.S.R, (1972) . Chemical distinction between replacement and magmatic granitic rocks. Contr. Miner-al. Petrol., Vol.35, pp.169-172.

Hanson, G.N., (1978) .The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.38, pp.26-43.

Nakada, S. and Takahashi, M., (1979) . Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouch province of Southwest Japan. Vol.85, No.9, pp.571-582.

O'Connor, J.T., (1965) . A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, pp.79-84

O'Nions, R.K. and Pankhurst, R.J., (1978) . Early Archean rocks and geochemical evolution of the earth's crust. Earth Planet. Sci. Lett., Vol.38, pp.211-236.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984) . Trace element discrimination diagrans for the tectonic interpretation of Granitic rocks. J. Petrol. Vol. 25. pp. 956-983.

Pitcher, W.S. (1983) . Granite type and tectonic environment. IN: Mountain Building Processes (Ed.K.Hsu) . pp. 19-40. London.

第 四 章

Bavinton, O.A. and Taylor, S.R., 1980, Rare earth element abundances in Archean metasediments from Kambalda, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.44, No.5. pp.639-648

Haskin, L.A. and Haskin, M.A., 1966, Rare earth in European shales: a redetermination. Science, Vol. 154, No.3748, pp507-509

Pettijohn, F.S., Potter, P.E and Siever, R., 1972, Sand and sandstone. Springer-verlarg, New York.

Taylor, S.R., 1979, Chemical composition and evolution of the continental crust: the rare earth element evidence. In the Earth: Its Origin, Structure and Evolution (ed. M.W. McElhinny). Academic Press, pp.353-376.

Wildman, T.R. and Haskin, L.A., 1973, Rare earth in precambrian sediments. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.37. No.3, pp.419-438

Заварицкий, А.Н., 1932, Введение в петрографию изверженных горных пород, М. Госгеолтехиздат, 150с.

Мишкин, М.А., 1981, Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.М.« Наука », с.10-23.

Мележик, В.А., Предовский, А.А., 1982,Геохимия раннепротерозойского литогенеза, М.« Наука ».

Неелов, А.Н., 1974, Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу. -В кн.: Методическое руководство геологической съемки масштаба 1: 50000, том 1,л« Недра », с.397-400.

Предовский, А.А., 1970, Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия.Апатиты, 115 с.

Предовский, А.А., 1980, Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.Л.« Наука », с.9-32.

Розен, О.М., 1970, Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочных пород « Сов.Геол. », No 7, с.31-41.

Руденко, В.Е., Руденко, Ю.Л., 1979, Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия.Новосибирск, « Наука ».

附　录

何起祥，1978，沉积岩和沉积矿床，地质出版社。

南京大学地质系编，1979，地球化学（修订本），科学出版社。

贵阳地化所，1977，简明地球化学手册，科学出版社。

王彤、倪纪龙，1963，中国岩浆岩平均化学成分，地质学报，43卷，第3期。

Blatt, H., Middleton, G.V. and Murray, R.C., 1972, (Origin of Sedimentary Rocks), 沉积岩成因(中译本), P.224, 科学出版社。

Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P.(edited), Rare Earth Element Geochemistry, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, p.91.

Condie, K.C., 1976, Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts, Earth Sci.Rev., Vol.12, pp.393-417.

Condie, K.C., 1981, Archean Greenstone Belts, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York.

Daly, R.A., 1933, Igneous Rocks and the Depths of the Earth, MeGraw-Hill Book Co., New York.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J. and O'Nions, R.K., 1978, Rare-earth abundances in chondritic meteorites, Geochim.Cosmochim. Acta, Vol.42, pp.1199-1212.

Haskin, L.A., Frey, F.A., Schmitt, R.A. and Smith, R.H., 1966, Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions, Phys. Chem. Earth, Vol.7, pp.167-321.

Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. and Wildeman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth's, In: Ahrens, L.H.(Editor), Origin and Distribution of the Element, Pergamon Press, Oxford, pp.889-911.

Hyndman, D.W., 1972, Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks, MeGraw-Hill, New-York.

Jagoutz, E., Palme, H., et al., 1979, The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, In: Proc. Lunar Planet. Sci.Conf.10th, pp.2031-2050.

Kuno, H., 1960, High-alumina basalt, J.Petrol., Vol.1, pp.120-145.

Masuda, A., Nakamura, N. and Tanakat., 1973, Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites, Geochim.Cosmochim. Acta, Vol.37, pp.238-248.

Masuda, A., 1975, Abundances of monoisotopic REE, consistent with the Leedey chondrite Values.Geochem.J.Vol.9.pp.183-184.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, Geochim. Cosmochim. Acta, Vol.38, pp.757-775.

Nockolds, S.R. and Allen, R., 1954, Average chemical composition

of some igneous rocks, Geol.Soc.Am.Bull., Vol.65, pp.1007-1032.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E and Siever, R., 1972, (Sand and Sandstone).

Schmitt, R.A., Smith, R H., et al., 1963, Abundances of the fourteen rare-earth elements, scandium and yttrium in meteoritic and terrestrial matter, Geochim. Cosmochim.Acta, Vol.27, pp.577-622.

Sun, S.S.and Hanson, G.H., 1976, Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica, Contrib. Mineral.Petrol., Vol.54, pp 139-155.

Виноградов, А.П., 1962, Среднее содержание химических елементов в главных типах изверженых горных пород Земной Коры, Геохимия, No. 7

Ронов, А.Б., Балашов, Ю.А., Мигдисов, А.А , 1967, Геохимия редкоземельных элементов в осадочной цикле, Геохимия, No.1.

Рухин, Л В., 1953, (Основы Литологии), 沉积岩石学原理(中译本), 地质出版社, p.66.