沈阳地质矿产研究所 编

中国东部
金矿地质研究文集

2 华北陆台北缘地区

2

地 质 出 版 社

CONTRIBUTIONS TO THE GOLD DEPOSITS GEOLOGY OF EASTERN CHINA

2 NORTHERN MARGIN OF NORTH CHINA PLATFORM

Edited by Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources

GEOLOGICAL PUBLISHING HOUSE

ISBN 7-116-01699-6/P·1369

定 价: 6.00 元

ISBN 7-116-01699-6

目　录

赤峰-朝阳地区太古宙变质岩中金矿成矿规律……艾永德　王时麒　孙承志（1）

一、区域成矿地质背景……（1）

二、金矿床类型和地质特征……（8）

三、金矿床的地球化学特征和金的成矿作用……（18）

四、金矿的成矿规律……（34）

参考文献……（38）

英文摘要……（39）

辽宁营口地区元古宙变质岩区金矿的成矿条件及预测研究

……余昌涛　贾斌　刘斌　彭明生　贾立学　余日生　何树鸿（41）

一、区域地质背景……（41）

二、区域地球化学场特征及容矿变质岩系含金性……（43）

三、中生代花岗岩类特征及其含金性……（46）

四、金矿地质……（55）

五、金矿化的控矿构造及其特征……（67）

六、金矿分布规律及预测……（69）

七、结论……（70）

参考文献……（71）

英文摘要……（72）

辽北金矿化集中区金矿类型与形成条件及区域评价

……姚凤良　刘连登　戴仕炳（74）

一、区域地质背景……（74）

二、太古宙绿岩带金矿……（79）

三、中生代重熔岩浆热液金矿……（88）

四、结论……（101）

参考文献……（101）

英文摘要……（102）

CONTENTS

The metallogenetic regularity of gold deposits in Archean metamorphic rock in Chifeng-Chaoyang districts
……*Ai Yongde, Wang Shiqi* and *Sun Chengzhi* (1)
1. Geological setting of regional minerogenesis…… (1)
2. Types of gold deposits and geological characteristics…… (8)
3. Geochemical characteristics of gold deposits and metalization …… (18)
4. Metallogenetic regularity of gold deposits…… (34)
References …… (38)
English summary…… (39)
Study on metallogenic condition and prognosis of gold deposit in **Proterozoic metamorphic terrane in Yingkou district, Liaoning province**……*Yu Changtao, Jia Bin, Liu Bin, Peng Mingsheng, Jia Lixue, He Shuhong* and *Yu Risheng* (41)
1. Regional geological setting…… (41)
2. Characteristics of regional geochemical field and the auriferous feature of host metamorphic rock series…… (43)
3. Characteristics of Mesozoic granitoid and auriferous feature…… (46)
4. Geology of gold deposit…… (55)
5. Ore-controlling tectonics of gold mineralization and its characters …… (67)
6. Distribution regularity of gold deposit and prognosiscate…… (69)
7. Conclusion …… (70)
References …… (71)
English summary…… (72)
Types, controlling factors and economic potentiality of the gold deposits in the north Liaoning gold concentration region, China
……*Yao Fengliang, Liu Liandeng* and *Dai Shibing* (74)
1. Regional geological setting…… (74)
2. Archean greenstone belt gold deposits…… (79)
3. Mesozoic remelting mesothermal gold deposits…… (88)
4. Conclusion ……(101)
Reference ……(101)
English summary……(102)

Geological Publishing House:
Hepingli, Beijing
P. R. China

Shenyang Institute of Geology and Mineral
Resources, CAGS:
Beiling Str. Shenyang,
Liaoning 110032
P. R. China

赤峰-朝阳地区太古宙变质岩中金矿成矿规律[1]

艾 永 德
（中国地质科学院矿床地质研究所）
王 时 麒
（北京大学地质学系）
孙 承 志
（内蒙古地质矿产局第三地质大队）

内容提要 本文详细地研究了赤峰-朝阳地区的太古宙变质岩系，确立了本区属于太古宙花岗岩-绿岩带，阐述了太古宙变质岩系的存在是本区金矿床形成的前提条件；提出了本区的燕山期花岗岩类是太古宙变质岩基底重熔的花岗岩，并认为它的侵入是本区金矿床形成的主要原因；较深入地研究了本区的区域构造，认为构造是本区金矿床形成的必不可少的因素；详细地解剖了金厂沟梁、红花沟、莲花山、安家营子和柴胡栏子5个典型金矿床，划分了本区的金矿床类型；通过多种稳定同位素、稀土元素和流体包裹体地球化学等所提供的信息，总结了本区金矿床的地球化学特征和金的成矿作用，论证了本区金矿主要为岩浆热液型金矿床；归纳了本区金矿的成矿规律，提出了金矿床的成矿模型。

一、区域成矿地质背景

研究区位于北纬41°15′—42°30′和东经118°00′—121°00′范围内，属于中朝准地台（习惯称华北地台）的北缘，内蒙地轴的东段。它北以围场-赤峰-开原大断裂与内蒙兴安华力西褶皱带相隔，南以隆化-黑里河-北票大断裂（习惯称承德-北票大断裂）与燕辽沉降带相分。金矿主要集中在华北地台和内蒙兴安华力西地槽两个Ⅰ级构造单元的交界区。该区在地层上形成2个明显的分区。地台区长期隆起剥蚀，广泛分布着太古宙—早元古代变质岩系。地槽区发育一套以浅海-海陆交互相为主、伴有一定火山岩的下古生代地层。本区在燕山构造运动的影响下，产生了一系列的北北东-北东向隆起和断陷盆地，在盆地中广泛发育火山岩-火山碎屑岩为主的中生代地层。

（一）太古宙变质岩系

本区太古宙变质岩系主要分布在区内呈北东-南西向、自西向东近平行排列的铭山、马鞍山、努鲁儿虎山3个隆断带上（图1），它是与金矿关系最密切的地层。

---

[1] 参加工作的有：蔡爱莉、丁悌平、李荫清、崔文元、余靖安、伍程宇、于凤芝、赵宝林、邵占荣和张泽等。

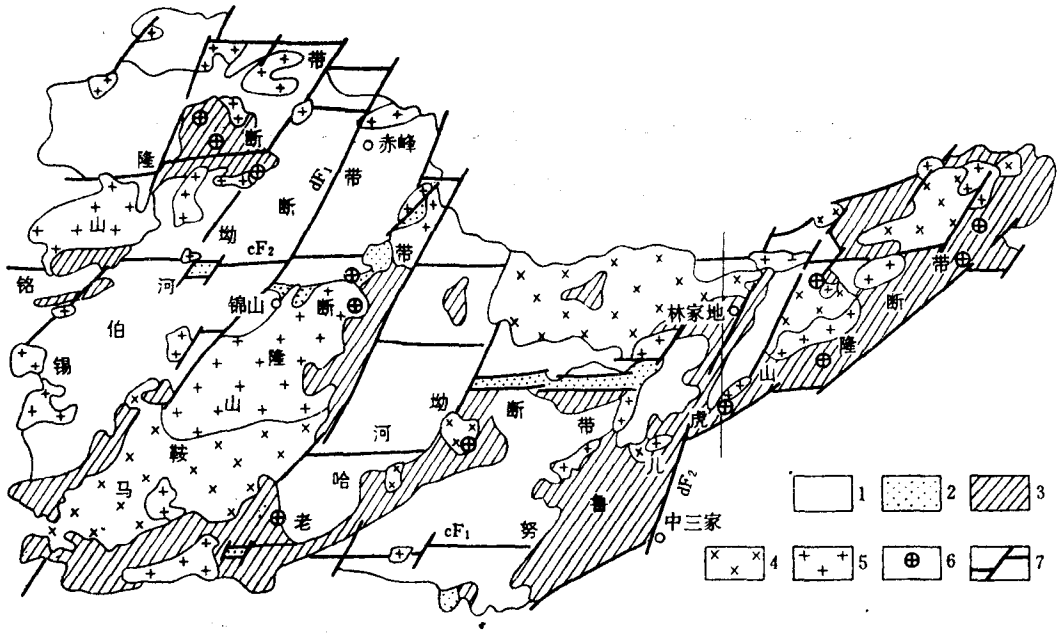

图 1 内蒙地轴东段块断构造及金矿床分布略图

Fig. 1 Schematic geological map showing fault-block structure and distribution of gold deposits in eastern sector of Inner Mongolian axis

1—中生代坳陷；2—后地槽裂陷；3—基底杂岩系；4—碱性花岗岩；5—酸性花岗岩；6—金矿床；7—深断裂；CF_1—隆化-黑里河-北票断裂；CF_2—围场-赤峰-开原断裂；dF_1—赤峰-锦山斜断裂；dF_2—林家地-中三家斜断裂

本区地层的划分与邻区太古宇对比列于表 1 中。由表可见，除喀喇沁幅外，其余各幅均把本区太古宇二分。下部以片麻岩（有的含有麻粒岩）夹有磁铁石英岩为特征；上部以片麻岩、大理岩和少量片岩为特征。区内各段均以下部岩组出露广泛，而上部岩组仅在喀喇沁幅和建平幅内出露较多，其他地区出露极为零星。

表 1 本区与邻区太古宇划分对比表

Table 1 Correlation of Archean Erathem among this district and adjacent districts

朝阳幅 建平幅 (1967, 1968)		下洼幅 1:20万 (1967)		赤峰幅 1:20万 (1967)		喀喇沁幅 1:20万 (1967)		头道营子幅 1:5 万 (1980)		冀东地区 (1985)		本 文 (1990)	
建平群	大营子组 / 小塔子沟组	鞍山群	上岩组 / 下岩组	前震旦系	大理岩组 / 片麻岩组	前震旦系	/ 下部岩组	鞍山群	热水组 / 长青组	太古宇	滦县群 / 迁西群	太古宇	大营子群 / ? / 建平杂岩

在前人工作的基础上，结合我们最近 3 年多的工作成果，把本区变质岩系分为建平杂岩（相当于原小塔子沟组）和大营子群，其依据有：

（1）原岩建造不同。建平杂岩主要为各类侵入岩，以TTG岩石（英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩）为主，而大营子群为火山-沉积岩系；

（2）变质程度不同。建平杂岩为麻粒岩相，大营子群为低角闪岩相；

（3）变形特征不同。建平杂岩多次变形，呈紧密褶皱，以塑性变形为主。大营子群变形期次少，以脆性变形为主；

（4）同位素年龄上的差别。这两组变质岩的共同点是均有大于2500Ma 的 TTG岩浆侵入岩。不同的是，建平杂岩中包体已获得近2900Ma的数据，估计大营 子组不会出 现这样大的年龄。

建平杂岩以含单斜辉石的各类片麻岩、麻粒岩、斜长角闪（辉石）岩为主，夹有磁铁石英岩，局部地区夹有大理岩。原岩主要为TTG岩石或相当于其喷出岩的等 价 物。其次为拉斑玄武岩、凝灰质粉砂岩，局部地区夹有石灰岩。从变质程度、变质建造特征来看，建平杂岩属于高级变质区地体。

大营子群以角闪斜长片麻岩、片岩、磁铁石英岩和大理岩为特征。其原岩主要为基性、中酸性火山岩、粉砂岩和石灰岩，局部出露有TTG岩石。其原岩建造相 当于 绿 岩 带中上部。

除了太古宙变质岩以外，本区尚有以火山岩为主的中生代地层，属于广布在我国东南沿海濒太平洋区的大兴安岭-燕山火山岩带的一部分，其覆盖面积达 本区 总面 积的 1/2以上，构成锡伯河和老哈河坳断带。另外，在 3 个隆断带亦可见一些小型中生代盆地(图1)。

以往本区在同位素地质年代学研究方面的资料几乎是一片空白。为了解决本区时代归属和地壳演化问题，我们采集了一些供测年龄用的样品，用微量锆石法、单颗粒锆石蒸发法和钐钕法测得了一批年龄数据。前两个方法的测定结果如表 2 和表 3 所示。钐钕法的 4 个样品均采自努鲁儿虎山隆断带南部长皋金矿床附近原小塔子沟组中。岩石类型为角闪石岩、单斜辉石角闪石岩、二辉斜长麻粒岩和含角闪橄榄二辉石岩。测试结果表 明，$^{143}Nd/^{144}Nd$比值范围为0.511347—0.513324，$^{147}Sm/^{144}Nd$比值范 围为 0.12216—0.22046，分布在令人比较满意的区间内。拟合的等时线相 关 系数R =0.9999，等时线年龄 为 2846.8±

表 2　微量锆石法年龄测定结果

Table 2　Zircon micro-analyses dating

样品号	岩　石	采 样 地 点	点数	相关系数	年　龄　(Ma)	
					上 交 点	下 交 点
8H3	黑云角闪斜长片麻岩	铭山隆断带拉拉杆沟	5	0.999716	$2574.8^{+8.4}_{-7.7}$	
7Y138	角闪斜长片麻岩	马鞍山隆断带南端黄土梁村北	4	0.999806	$2479.0^{+1.6}_{-1.4}$	$735.9^{+95.3}_{-95.0}$
8D182	角闪黑云斜长片麻岩	努鲁儿虎山隆断带北部贝子府乡	5	0.991044	$2476.6^{+2.5}_{-1.4}$	$57.8^{+643.2}_{-647.5}$
811	黑云长英片麻岩	马鞍山隆断带中部楼子店	5	0.997981	$2579.0^{+117.2}_{-108.4}$	

表 3 单颗粒锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄

Table 3 Single grain zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ dating

样品号	岩石	采样地点	测定锆石数	数据组数	平均年龄(Ma)
Ji-11	二辉斜长麻粒岩	建平北西10km烧锅杖子	4	247	2505±3
Ji-2	紫苏花岗岩	长皋金矿南1km	3	193	2500±2
Ji-12	紫苏花岗岩	建平北西10km烧锅杖子	2	154	2484±3
			2	125	2502±4

67.0Ma，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始比值为0.509179±0.000068，$\varepsilon Nd^{(T)}=5.48$。

从上述 3 种方法测年龄的结果可以看出：

（1）超基性-基性火成岩全岩的Sm-Nd年龄代表了岩石的形成年龄，这与江情明等人在泰山地区获得的王福山片麻岩中镁铁质岩石的Sm-Nd年龄2700±35 Ma相接近。

（2）原岩为英云闪长岩的麻粒岩（Ji-11）中锆石U-Pb年龄为2505±3Ma，在马鞍山隆断带中部楼子店样品（811）和铭山隆断带拉拉杆沟样品（8 H3）用微量锆石法获得的上交点年龄分别为2574.8Ma和2579.0Ma，表明在 2500—2600 Ma 时期有英云闪长岩的侵位。

（3）Ji-12和Ji-2样品中较自形锆石U-Pb年龄分别为2502±4Ma和 2500±2Ma，反映了紫苏花岗岩的侵位年龄。

（4）Ji-12样品中被溶蚀的锆石U-Pb年龄为2484±3Ma，与 7 Y138 和 8 D182 样品的年龄2479.0Ma和2476.6Ma相接近。反映了本区变质年龄，表明 在 2400—2500 Ma晚太古变质期在整个华北地台普遍存在。

总而言之，本区变质岩系属于太古宙无疑。从同位素测定年龄 的结 果 看，在2500—2600Ma间本区发生了较大规模的TTG系列火成活动，2400—2500Ma间大规模面型的变质热事件发生。

根据野外产状、岩石的矿物组合和组构特征，本区的变质岩可分为上壳岩和侵入岩。根据岩石的矿物含量、化学成分和组构特征，本区的变质岩可分为 7 大类，计有：①暗色超镁铁质-镁铁质岩类；②麻粒岩类；③紫苏花岗岩类；④片麻岩 类；⑤片 岩类；⑥磁铁石英岩类；⑦大理岩类。每大类再根据矿物成分含量进一步细分具体岩石类型。

4 年来共积累了本区90个不同岩石样品的主要化学元素、微量元素和稀土元素化学成分数据。根据室内外观察鉴定、主要元素、微量元素和稀土元素的特征，对变质岩的原岩进行了恢复。其中暗色镁铁质-超镁铁质岩类中含角闪橄榄二辉石岩在多数恢 复原 岩图解中均落入火成岩区，其岩石化学成分类似于橄榄质科马提岩。角闪石岩和辉石岩原岩为富镁的玄武岩类。斜长角闪岩、斜长辉石岩原岩多数为玄武岩，少数为辉长岩。麻粒岩类中相当于基性成分的麻粒岩原岩相当于玄武岩类，其余中酸性麻粒岩相当于TTG岩石或其喷出岩。紫苏花岗岩类原岩为花岗质侵入岩。片麻岩类多数属于TTG岩石或其喷出岩，少数

为泥质粉砂岩。片岩类原岩主要为中酸性火山岩或火山凝灰岩和粘土质沉积岩。磁铁石英岩类原岩为硅铁质岩石。大理岩类原岩为石灰岩或白云质灰岩。

在前人工作的基础上，根据本专题的研究，把本区太古宙变质建造分为：①斜长角闪岩＋麻粒岩建造，属典型的麻粒岩相。②（透辉）角闪斜长片麻岩＋斜长角闪岩建造，属麻粒岩相。③角闪斜长片麻岩＋斜长角闪岩建造，属麻粒岩相。④（黑云）角闪斜长片麻岩＋大理岩建造，属低角闪岩相，局部为高绿片岩相。⑤（角闪）黑云斜长片麻岩建造，属低角闪岩相。

经与世界上绿岩带的对比和根据变质岩的同位素年龄、岩石组合、变质相和恢复原岩的研究，作者认为，本区和华北地台北缘的东西邻区一样，同属于苏必利尔式绿岩带（大于2500Ma）。

根据同位素年代学研究，华北地台北缘绿岩带的形成时间应为2800—3300Ma，并遭受一期2500—2600Ma变质热事件，相应有2500Ma的TTG岩浆的侵入。本区测得的多是后二者的年龄。

根据本区变质岩的原岩恢复，对比绿岩带的理想地层剖面，本区应多属于绿岩带的中部层序，上、下部层序只是局部零星的出现。

（二）区域构造

中生代以来，尤其是晚侏罗世—早白垩世，本区由于受太平洋板块的影响，以东西向构造为主体的先期构造格局，便转变为以与板块俯冲带基本平行的北北东—北东构造为主导。特别是断裂构造表现出异常的活动性。同时，早期存在的近东西向断裂构造复活，并有同向新断裂生成。它们一同对本区域产生相当明显的分割作用，最终形成一个典型的块断区。这是本区域现今所见的构造形态，是控岩控矿的重要因素。

1．断裂构造

控制本区域构造格局和岩浆活动及成矿作用的断裂，可归纳为2向4带，即东西向的隆化-黑里河-北票断裂带（cF_1），围场-赤峰-开原断裂带（cF_2）；北东-北北东向的赤峰-锦山断裂带（dF_1），林家地-中三家断裂带（dF_2）见图1。

（1）围场-赤峰-开原断裂带：此断裂带位于内蒙地轴北缘。现今的展布状况，是内蒙地轴与内蒙地槽分界断裂带受中生代构造作用改造的结果。由复活及新生的多条断裂组成。南北宽约75km，东西长约200余公里。主断裂面位于北纬42°线附近，呈长短不一的断续表露和断续隐伏状延展。遥感影像清晰。重、磁延拓结果表明，此断裂下延深度大于10km，倾斜较陡，中段南倾，东段及西段北倾。

（2）隆化-黑里河-北票断裂带：此断裂带位于内蒙地轴南缘。现今所见的展布状况，是内蒙地轴与燕山台褶带分界断裂带受中生代构造作用改造的结果。既有复活断裂，也有新生断裂。由表露及隐伏断裂组成。于赤峰市内南北宽约50km，东西长约150 km。主断裂面位于北纬41°20′左右。遥感影像清晰，地表特征明显。重、磁延拓结果表明，其下延深度大于10km，倾斜较陡，西段北倾，东段南倾。

（3）赤峰-锦山断裂带：此断裂带位于本区之西部。长达160km，宽约60 km，由20余条表露断裂和5条隐伏断裂组成。表露断裂影像清晰。重、磁延拓表明，下延深度一般超过5 km，最深可超过10km，除个别呈直立状外，大都呈北西或南东缓倾。

（4）林家地-中三家断裂带：此断裂带位于本区之东部。长约150km，宽约50km，

由十余条主要表露断裂和4条隐伏断裂组成。表露断裂遥感影像清晰。重、磁延拓结果表明，下延深度一般为3—5km，最深者超过10km，呈北西或南东向陡倾，个别者呈直立状。

2．块断区结构

由于上述两个方向断裂的交切，使本区域内前中生代地体一并被分割成若干块体。这些被自然切割而成的构造块体，是构成块断区的基本单位。但它们并非等大，而是大小各异，甚至出现有超小型块体。然而，却都是在相同级别构造作用下形成的，故均视为同一级别的基本单位。为了区别于“断块”一级的大型构造地体，又使之符合块断作用和便于块断区的系统描述，特引入“块断体”一词作为组成块断区的基本记述单位。

本块断区是由20个大小不一的似菱形块断体组合而成的一幅清晰的块断构造体系。由于各块断体在差异升降和左行推移作用下，形成总体呈北东向延伸的3个隆断带和两个坳断带，并以堑垒相间的形式展布。由西向东依次为：铭山隆断带、锡伯河坳断带、马鞍山隆断带、老哈河坳断带和努鲁儿虎山隆断带。组成3个隆断带的块断体有12个，组成两个坳断带的块断体有8个。这些自然划分的块体，构成了最佳的统计单元模型，它将为区域地质调查、矿产勘查和统计预测提供方便。

由于块断区的差异升降和来自南东方向的抵压，诸块断体内所产生的次级破裂往往成为良好的赋矿空间。

本次研究注意到了伴随变形作用而产生的韧性剪切作用，本研究区太古宙变质岩中至少存在3条韧性剪切带。它们是位于内蒙地轴南缘黑里河断裂之北的东西向韧性剪切带、位于马鞍山隆断带东缘八里罕-美丽河断裂西侧的北东向韧性剪切带和位于内蒙地轴北缘小牛群-姜家屯断裂东段南侧的东西向韧性剪切带。宽度约5—10km，长25—50km。作为韧性剪切作用标志中的糜棱岩、构造片岩发育，矿物的定向拉伸明显，变形残斑及拔丝构造常见，镜下常可见到石英波状消光、长石双晶弯曲等现象。

（三）显生宙花岗岩类

本区自元古宙末期隆起以后，一直处于稳定状态，直至晚古生代晚期，由于西伯利亚地台与华北地台对接，才产生构造岩浆活动。特别是到了中生代，由于太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用，使华北地台强烈活化，伴随有强烈的构造运动及岩浆侵入和火山喷发。强烈的燕山运动打破了元古宙以来的东西向构造格局，由于扭动而产生一系列北东向断裂，并引起呈北东向延伸的岩浆活动，在本区形成了上百个大小不等的花岗岩类侵入体，为本区金矿的形成提供了热源、成矿流体和有利的物理化学条件。

本区主要岩体的地质特征见表4。

本区除少数岩体（如红花沟岩体、丁家营子岩体）为浅成岩体外，绝大多数为深成岩体。大多数岩体为大小不等、形状各异的岩株，个别为岩墙（如柴胡栏子闪长岩体），它们与金矿关系最为密切，有的本身就是金矿的围岩（如安家营子岩体、梅林岩体）。而大岩基的内部及周围围岩则金矿化少见。大多数岩体与围岩呈明显的侵入关系，有的则见围岩有明显的烘烤现象（如红花沟岩体）。

花岗岩带的分布受构造控制明显，尤以北东向构造控制岩带的分布最为明显。岩体则主要受不同构造交汇和次级断裂控制。

本区岩体大多数为中酸性和酸性岩类。主要矿物成分为石英、钾长石和斜长石。次要矿物为黑云母、角闪石等。多数岩体副矿物组合为磁铁矿-磷灰石-榍石-锆石型，其他副

表 4 显生宙花岗岩体地质特征

Table 4 Geological characteristics of phanerozoic granitic bodies

岩体名称	主要岩石类型	形状产状	面积 (km^2)	类型	围岩关系	蚀变	年 龄 (Ma)	时代	有关金矿床
对面沟	片麻状花岗岩、花岗闪长岩、花岗闪长斑岩	浑圆形岩株	7	复式岩体	侵入太古宙绿岩和γ_5^2花岗岩	钠长石化 钾长石化 绢云母化	121.5(K-Ar) 126.3(U-Pb) 127.9(K-Ar)	燕山期	金厂沟梁 二道沟 郝杖子
红花沟	花岗斑石	不规则状岩株	14		侵入太古宙绿岩和侏罗系	绢云母化		燕山期	红花沟
安家营子	似斑状石英二长岩、二长花岗岩	长椭圆状岩株	75	复式岩体	侵入太古宙绿岩和γ_5^2花岗岩	钠长石化 钾长石化	143(K-Ar) 130.7(K-Ar)	燕山期	安家营子
河落堡	黑云母花岗岩、中细粒二长花岗岩	不规则状岩株	35	复式岩体	侵入华力西期闪长岩	钠长石化 绢云母化	156(U-Pb)	燕山期	热水
四道沟	花岗岩、花岗闪长岩、二长花岗岩	岩基	150	复式岩体	侵入晚侏罗统	钾长石化 钠长石化	153.4(K-Ar)	燕山期	
铭山	二长花岗岩、花岗岩	岩基	470		侵入晚侏罗统	绢云母化 绿泥石化		燕山期	索虎沟矿点
梅林	片麻状花岗岩、黑云母花岗岩、角闪石花岗岩	浑圆状岩株	37	复式岩体	被上侏罗统覆盖	钠长石化 绿泥石化		华力西期	梅林

矿物如钛铁矿、褐帘石较少，或者仅在少数岩体出现，个别岩体见独居石、磷钇矿及钍石。岩石多具花岗结构，少数浅成岩体具斑状结构。

我们做了28个岩体193个岩石化学分析。把各岩体按本区3个主要侵入期（晚古生代、早侏罗世和晚侏罗世）分别计算其平均SiO_2含量，由老到新呈逐渐增高的趋势，岩石类型向酸性且稍偏碱性演化，分异指数也变大。在岩石化学成分的演化上，表现了一个钙碱性岩石的连续演化系列。把本区太古宙基性和中基性变质火山岩也投在上述变异图上，可以见到，花岗岩类主要化学成分变化曲线与太古宙变质岩基本上可以相互衔接反映它们二者在物质来源上的成因联系。

本区花岗岩类大多数属于铝过饱和类型花岗岩，少数属于正常类型花岗岩。其微量元素特征与华南同熔型花岗岩近似。其稀土配分模式曲线位于其主要源岩太古宙基性-中基性火山岩的模式曲线范围之内，多数位置略低于变质岩的平均值。

我们对8个岩体测定了锶同位素。把锶同位素初始值在Faure和Powell的锶同位素初始比值与年龄关系图上（图2），其中安家营子岩体、对面沟岩体、大尖山岩体、四道沟北岩体、喀喇沁岩体、大庙-鸡冠山岩体，即大多数岩体，特别是重要含矿岩体，落入大陆壳增长线之下，玄武岩源区之上这一区内，且多数靠近玄武岩源区，这些岩体的锶同位

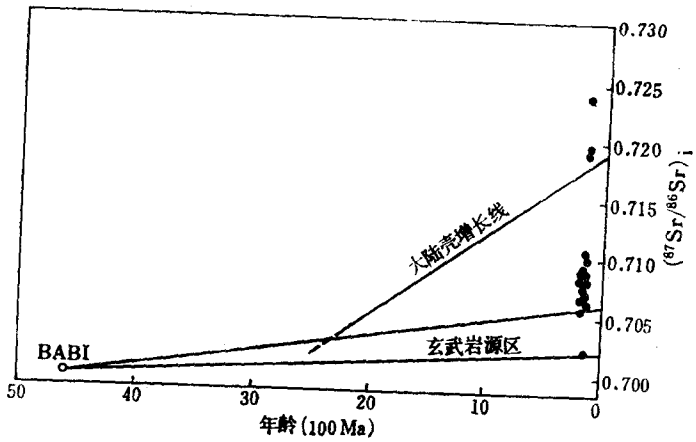

图 2 花岗岩类岩体$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值与年龄关系图

Fig. 2 Relationship between initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and ages of granitic bodies

素初始比为0.7058—0.7111，属于中等偏低类。

综合上述花岗岩类各种特点，结合本区地质特征和大地构造背景，我们认为本区海西晚期和燕山期花岗岩类是太古宙变质岩系重熔的产物。现把其证据简要归纳如下：

（1）本区花岗岩类主要元素氧化物构成一个连续的演化系列，并与本区太古宙变质岩系中变质基性和中基性火山岩主要氧化物演化系列相衔接，反映了本区花岗岩类在主要物质组分上对本区太古宙变质岩系的继承性和演化上的连续性。

（2）本区花岗岩类岩石中微量元素特征与华南同熔型花岗岩相似，反映其深成来源。

（3）大多数花岗岩体稀土元素配分模式曲线与本区变质岩系中的基性-中基性火山岩的稀土元素配分模式曲线相似。

（4）大多数岩体的锶同位素初始值落入玄武岩源区和大陆壳增长线之间的区域，表明本区花岗岩的物质来源为变质岩基底的重熔。

二、金矿床类型和地质特征

赤峰-朝阳地区金矿点密布，金矿床众多。在该区近20000 km²范围内，已知金矿点近百处，现已探明并正在开采的工业矿床有十几处。该区是我国重要的金矿化集中区之一。

该区金矿主要分布在围场-赤峰-开原深大断裂以南的地台区，并集中产在由西到东的铭山、马鞍山和努鲁儿虎山3个北东向隆断带上。

本次研究中，根据成矿地质背景的不同，主要是根据金矿的容矿围岩类型的不同，把本区金矿划分为3种类型，类型的名称借用典型矿床的名称，即金厂沟梁式、安家营子式和柴胡栏子式。其中金厂沟梁式按成矿特征的明显差异，进一步划分为金厂沟梁亚式和红花沟亚式。

各类型金矿床的主要地质特征见表5。

（一）金厂沟梁式金矿

金厂沟梁式金矿代表性矿床有金厂沟梁金矿、热水金矿、红花沟金矿和莲花山金

表 5 本区金矿床地质特征一览表

Table 5 Geological characteristics of different gold deposits in this district

金矿类型		容矿围岩	有关岩体	主要控矿裂隙	矿化类型	主要成矿温度	成矿深度	矿石主要矿物成分	金成色	围岩蚀变	成矿时代	代表性矿床	矿床规模	矿床成因类型
金厂沟梁式	金厂沟梁亚式	角闪斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩	中小型酸性或中酸性复式岩体	NW向、SN向、NNE向	石英脉型，蚀变带型，混合型	中温240—300℃	中深	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、自然金、银金矿、自然银、辉铜矿、斑铜矿、白铁矿、石英、绢云母、绿泥石、方解石	810±	绿泥石化、绢云母化、硅化、黄铁矿化、绿帘石化、碳酸盐化	燕山期	金厂沟梁、热水	大型 小型	岩浆热液矿床（岩浆热液＋地表水热液）
	红花沟亚式	混合岩化角闪斜长片麻岩	中小型酸性岩体	NNW向NE向	石英脉型	中低温140—200℃	中深	黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、硫盐、斑铜矿、辉铜矿、自然金、银金矿、石英、绿泥石、方解石、绢云母、绿帘石	870±	黄铁绢英岩化、青磐岩化、绿泥石化、碳酸盐化	燕山期	红花沟、莲花山	中型	混合热液矿床（岩浆热液＋多量地表水热液）
安家营子式		似斑状花岗岩、似斑状黑云母花岗岩、角闪花岗岩	中型酸性分异好或复式杂岩体	NNE向SN向EW向	石英脉型，蚀变带型	中偏高温260—340℃	中深	黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉钴矿、硫盐、黝铜矿、银金矿、石英、方解石、绢云母、绿泥石	750±	硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、绿帘石化、碳酸盐化	燕山期，华力西期	安家营子、梅林	中型 小型	岩浆热液矿床（岩浆热液＋少量地表水热液）
柴胡栏子式		含石墨绢云母片岩、石英绢云母片岩、石榴石变粒岩、角岩	小型闪长岩体	NW向	石英脉型，蚀变带型	中偏低温200—240℃	中深	磁铁矿、钛铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、自然金、石英、绿泥石、绢云母、方解石、透闪石	930±	绢英岩化	燕山期	柴胡栏子	小型	接触变质热液矿床（岩浆热液＋接触变质热液＋地表水热液）

矿。此外，朝阳地区的郝杖子、东五家子、沙金沟、迷力营子和小塔子沟等众多小矿床也属此类型。容矿岩石为太古宇大营子群，主要围岩为角闪斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩、混合岩化角闪斜长片麻岩，即镁铁质较高的中基性变质岩。有关的岩体为中小型的酸性或中酸性岩体。矿化类型有石英脉型、蚀变带型及两者的混合型。成矿时代为燕山期。矿床规模主要为大中型，是目前本区占有储量最大的一类金矿床。

根据有些成矿特征的明显差异，将此类矿床分为2个亚类，即金厂沟梁亚式和红花沟亚式。其主要特征的差别是：红花沟亚式形成温度较低，矿化类型不发育蚀变带型。围岩蚀变主要发育青磐岩化、黄铁绢英岩化。矿石成分中出现较多的磁铁矿和硫盐等矿物。

1．金厂沟梁金矿床

位于努鲁儿虎山隆断带中部15号块断体。该块断体南北界分别为东西向的福合元-奎德素断裂和小牛群-姜家屯断裂。东西界分别为北北东-北东向的南四家子-雷家营子断裂和林家地-中三家断裂。该块断体内出露的地层主要有太古宇，在矿区内主要岩性为斜长角闪片麻岩、角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩及少量浅粒岩、斜长角闪岩、角闪岩和磁铁石英岩，局部有钾质或钠质花岗岩细脉沿片麻理或裂隙注入，构成各种构造形态的混合化片麻岩。此外还有中生界侏罗系、白垩系及新生界第四系。侵入岩为华力西期和燕山期花岗岩类。

控制矿床的边界断裂南为车杖子-西马架子东西向断裂，西为贝子府-四家子北北东向盆缘断裂，东为乌拉山-大杖子北西向盆缘断裂，三者构成一个三角形。

矿区在6 km^2范围内共有60多条矿脉，其中绝大多数赋存于变质岩系中，个别产于片麻状花岗岩及火山角砾岩中（图3）。矿脉主要受北西向和南北向两组断裂控制，倾向东或北东，倾角70°—90°。矿脉类型有石英脉型、蚀变带型和两者混合型❶。

矿石的矿物种类比较多，金属矿物以黄铁矿含量最多，约占金属矿物总量的90%。其他矿物有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、金银矿物，此外尚有几种微量金属矿物，如辉铜矿、磁黄铁矿、蓝辉铜矿、斑铜矿、铜蓝、白铁矿等。脉石矿物以石英、绢云母为主，其次有绿泥石、碳酸盐等。表生氧化矿物有褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿等。

对比一般中温热液金矿床黄铁矿的微量元素含量，本区黄铁矿中Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni显著偏高，而Au、Se、As等元素显著偏低。Co/Ni＞1，显示热液矿床特点，而Au/Ag＜0.5，Se低，S/Se比值高，又与沉积型矿床黄铁矿相近。黄铁矿中Au与Cu,Bi与Ag，As与Cd等关系密切。

金在矿石中主要以自然金形式存在，形态多种多样，有浑圆状、麦粒状、角粒状、板片状、树叉状等。自然金的粒度粗粒金（0.5—0.1 mm）、中粒金（0.1—0.037 mm）和细粒金（0.037—0.01 mm）大约各占三分之一左右，小于0.01 mm的微粒金很少。

金矿物电子探针分析结果表明，本区金矿物基本上属银金矿，少量为自然金。金的成色707—942，平均为805。自然金的成色与形成深度有共消长关系，即形成深度大成色高，形成深度小则成色低。据俄罗斯远东地区91个内生金矿床的统计，其中51个中深和深成金矿床平均金的成色为886.7，40个浅成金矿床平均金的成色为647.3。据此，推测矿床的形成深度应为中等深度，约2 km左右。

---

❶ 内蒙古地质矿产局第三地质大队，金厂沟梁金矿地质特征，1983。

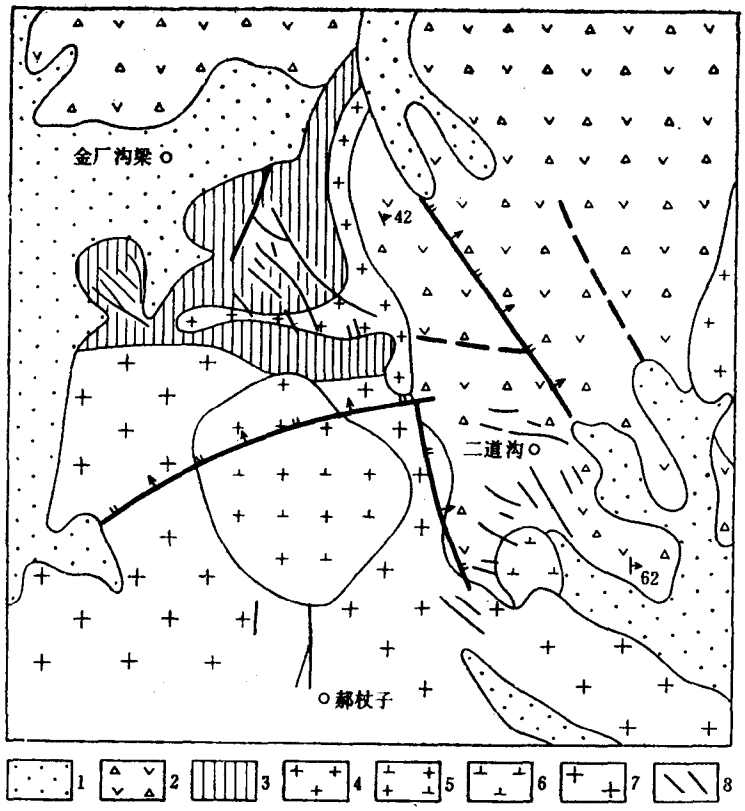

图 3　金厂沟梁矿区地质简图

Fig. 3　Schematic geological map of Jinchanggouliang ore district

1—第四系；2—侏罗系火山岩；3—太古宇大营子群片麻岩；4—燕山晚期花岗岩；5—燕山中期花岗闪长岩；6—燕山晚期闪长岩；7—华力西期花岗岩；8—含金石英脉

金矿物在矿石中的嵌布状态，据镜下观察有 3 种情况，即包体金、裂隙金和晶隙金。

矿石的结构类型有压碎结构、自形-半自形粒状结构、他形晶粒状结构、交代结构和乳滴状结构等，其中压碎结构特别发育。

矿石构造有块状构造、条带状构造、浸染状构造、细脉状构造、斑杂状构造和团块状构造等。

本矿床的围岩蚀变类型主要有绿泥石化、绢云母化、硅化、黄铁矿化、绿帘石化和碳酸盐化等。

2．红花沟金矿床

位于锡伯河坳断带北部 4 号块断体内。该块断属于坳断带中相对上升块断体。北界为东西向舍路嘎河断裂，南界为东西向小牛群-姜家屯断裂，西界为北北东向张家沟-七家断裂，东界为北北东向赤峰-锦山断裂。该块断体内出露地层主要为太古宇、下古生界明安山群（上寒武统）及中生界上侏罗统、新生界第四系。太古宇为一套中深变质岩系，主要岩性有斜长角闪片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩和黑云斜长片麻岩，中间常夹有透镜状大理岩和石英变粒岩的透镜体。变质岩普遍遭受混合岩化作用，形成分枝状、条带状、条痕状等各种混合岩，局部有规模不一的混合花岗岩块。

矿区内由前述大断裂派生的次级断裂构造极为发育，按其产状可分为3组，即北西-北北西向、北东-北北东向和近东西向。这3组次一级的断裂中，都赋存金的矿化，其中尤以北西向一组矿化最好（图4）。

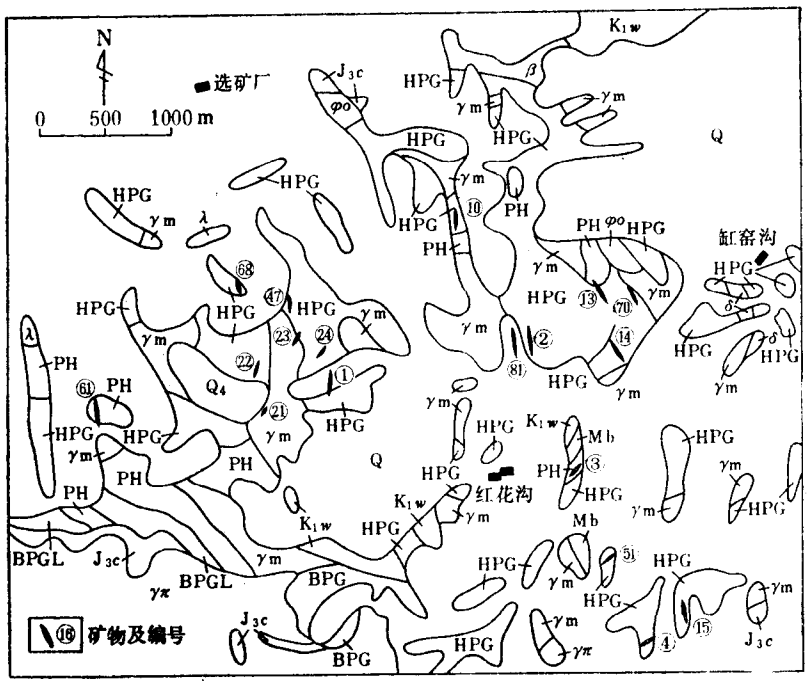

图 4 红花沟金矿床地质图

Fig. 4 Schematic geological map of Honghuagou gold deposit

PH—斜长角闪岩；HPG—角闪斜长片麻岩；BPG—黑云斜长片麻岩；BPGL—含云母斜长变粒岩；Mb—大理岩；γm—混合花岗岩；J_3c—上侏罗统凝灰砂砾岩；K_1w—下白垩统酸性火山岩；Q—第四系；β—第三系玄武岩；γπ—燕山早期第三次侵入之花岗斑岩；φo—角闪石岩；δ—闪长岩；λ—流纹岩

该区侵入岩广泛出露，种类较多，以燕山期岩浆旋回最为发育。其中与金矿化有关系的岩体主要是位于南部的花岗斑岩，呈不规则的长条形产出，出露面积14 km^2。区内脉岩发育，按时间的演化顺序是辉绿岩→闪长玢岩→粗安玢岩→正长斑岩→流纹斑岩，大体沿基性→中性→碱性→酸性方向演化。岩脉与矿脉密切伴生，处于同一构造系统，常常平行产出，有时脉岩直接作为矿脉的围岩。其中辉绿岩和闪长玢岩为成矿前脉岩，粗安玢岩大体与矿同时产出，正长斑岩和流纹斑岩是成矿后脉岩。

在红花沟矿区30 km^2范围内，共发现大小石英脉及矿化蚀变带93条，有工业价值的为2、15和81号矿脉，另外，3、13、67号矿脉部分地段可供地方开采。含金石英脉主要产在太古宇建平群的角闪斜长片麻岩及混合岩中，有3组产状：①NNW向延展，倾向SW或NE，倾角75°至直立。有工业价值的矿脉均受此组构造裂隙控制，如2、15、81号矿脉。②NNE向延展，倾向东，倾角70°—75°，如1号脉。③呈NEE-NE向延展，倾向北，倾角60°，如3号脉。矿脉一般长200—300m，厚度变化大，15号和81号脉小于1m，2号脉宽度大于1m，最厚达3.5m。金品位变化也大。

本矿床矿石的矿物种类比较多，金属矿物以黄铁矿为主，约占硫化物总量的90%以上，其次有少量黄铜矿、方铅矿以及微量的闪锌矿。此外偶见磁黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿等。

金矿物以自然金为主以及少量银金矿。矿床中还可见到少量的含铜、银和铅的硫盐矿物，如库辉铋铅矿（Cu Pb Bi_3 S_6）、块辉铅铋银矿（Ag Pb_2 Bi_3 S_7）、针硫铋铅矿（Cu Pb Bi S_3）和锌（铁）砷黝铜矿（$Cu_{10}(Zn,Fe)_2$ As_4 S_{13}）等。非金属矿物则以石英为主，其次有绢云母、绿泥石、高岭石和碳酸盐。表生矿物有孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等。

本矿床中金矿物以自然金为主和少量银金矿，未发现碲金矿。根据电子探针分析结果可知，金的成色变化范围为776.9—935.6，平均值为866。据此推测本区金矿的形成深度应为中深成和深成。

自然金的形态有等轴粒状、片状、树枝状、发丝状等。粒径大小变化较大，石英脉中自然金粒径一般在0.01—0.05 mm之间，蚀变带中的自然金粒径多在0.01—0.03 mm之间，而氧化带中的金粒径较小，一般为0.001—0.003 mm，最大者为0.015 mm。

黄铁矿是本矿床最主要载金矿物，为贫硫的黄铁矿类型，对比一般中温热液金矿床，其Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni显著偏高，而Se、As、Sb显著偏低。Au/Ag＞0.5，Co/Ni＞1，显示热液矿床特点。而Se低，S/Se比值高又与沉积型矿床相似。

本区矿石结构类型有压碎结构、自形-半自形粒状结构、他形晶粒状结构、各种脉状、网脉状、溶蚀状、骸晶状交代结构、三角孔（方铅矿）结构等。矿石的构造有块状构造、浸染状构造、条带状构造、细脉状构造等。

本矿床的围岩蚀变发育在含金石英脉的两侧，主要蚀变类型有黄铁绢英岩化、绿泥石化、青磐岩化，局部发育碳酸盐化，偶见钾长石化和高岭石化。蚀变强度由矿化带的中部向两侧逐渐减弱。蚀变带宽度不大，在石英脉两侧幅宽不到1m，肉眼可辨别的蚀变带幅宽通常在15 cm左右。

3．莲花山金矿床

该矿床位于铭山隆断带北部1号块断体内。该块断体北界为召苏河断裂（是围场-赤峰-开原断裂的一段），南界为舍路嘎河断裂，西界为北北东向黑山沟-六道沟门断裂，东界为北北东向张家沟-七家断裂。侵入岩为燕山期花岗岩类。除了与红花沟金矿床处于不同的块断体这一点之外，其余均与红花沟金矿床基本相同，不再赘述。

矿区范围约20 km^2，南北狭长，东西较窄（图5）。共发现含金石英脉52条，可分为3种产状：①走向NNW，倾向NE或SW，倾角陡。如4、50、51号脉。②走向NW，倾向NE，倾角较陡。如1、13、38号脉。③走向NE，倾向NW，倾角较缓，如6号脉。本区具工业价值者为1、4、6、50、51号脉，其中最大者为4和6号脉。这些矿脉均为含金石英脉，产出于混合岩化的角闪斜长片麻岩中。矿脉一般长200—700m，厚度变化较大，一般为0.3—1m，最厚达5m。矿脉延深100—200m，最深达400多米。矿石品位变化较大。

本矿床有含金磁铁矿石英脉和含金黄铁矿石英脉两种。矿石矿物成分比较简单。金属矿物以黄铁矿和磁铁矿为主，其次有黄铜矿、闪锌矿、方铅矿。金矿物以自然金为主，此外尚有少量斑铜矿、辉铜矿和辉银矿。脉石矿物则以石英和绢云母为主，其次有绿泥石、高岭石和碳酸盐，氧化带矿物以褐铁矿为主，并有少量孔雀石和蓝铜矿。

金在矿石中主要以自然金形式存在，形态多种多样，有浑圆状、片状、板状、细发状、枝网状和不规则状。金的最大粒径为1—0.01 mm，一般多在0.03—0.005 mm左右，最小为0.0025 mm。在磁铁矿中金矿物一般呈细粒状晶隙金或微细脉状的裂隙金，少量呈包体金；在黄铁矿中的金则呈微细或超微粒状包体金或在粗粒黄铁矿的显微裂隙中呈微细脉

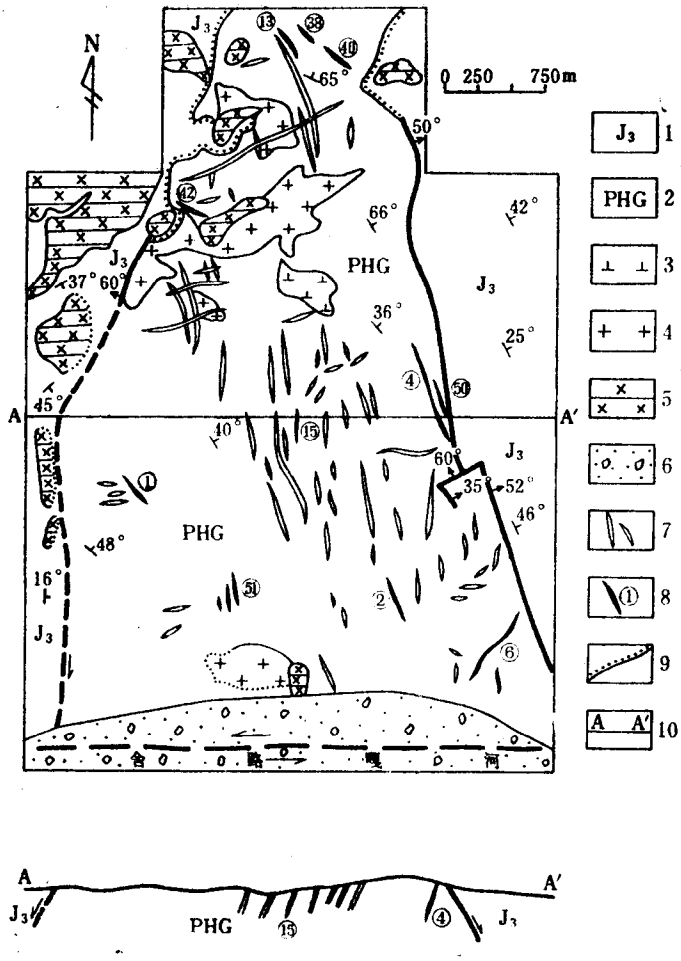

图 5 莲花山金矿床地质图

Fig. 5 Schematic geological map of Lianhuashan gold deposit

1—凝灰质砂砾岩；2—混合岩化斜长角闪片麻岩；3—闪长岩；4—混合花岗岩；5—玄武岩；6—残坡积层、冲积层；7—闪长玢岩和粗安玢岩脉；8—矿脉及编号；9—不整合界线；10—剖面线位置

状；在石英中的金含量较低，一般呈晶隙金或包体金产出，少量为裂隙金；金与黄铜矿和方铅矿等连生成细脉分布在粗粒黄铁矿裂隙中。

据电子探针对金矿物的分析结果，本区金矿物以自然金为主，其次是银金矿。金的成色变化范围是 746.8—945.0，平均为 874，反映了深成的特点。与磁铁矿共生的金成色最高（为 945—942），与黄铁矿共生的金较低（为 862），与黄铜矿共生的金成色最低（为 747）。这表明金的成色是随着温度的降低而降低的。

本区黄铁矿与一般中温热液金矿对比，其 Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni 明显偏高，而 As、Sb、Se 明显偏低。Au/Ag 比值和 S/Se 比值较高。

本区矿石结构类型有自形-半自形晶粒状结构、他形晶粒状结构、交代溶蚀结构、骸晶结构、乳滴状结构、包含状结构等。矿石构造有块状构造、条带状构造、细脉浸染状构造等，矿床氧化带还发育蜂窝状构造。

本区围岩蚀变类型有青磐岩化、黄铁绢英岩化、绿泥石化，局部有碳酸盐化。蚀变带

沿含金石英脉两侧发育，宽度不大，通常0.1—0.5m，最宽不超过1m，与石英脉有明显界限。

（二）柴胡栏子式金矿

柴胡栏子金矿是本区该类型唯一的一个金矿，它和莲花山金矿床同处铭山隆断带北部1号块断体内，其周围分界断裂见前述莲花山金矿床部分。矿区周围出露地层主要为太古宇大营子群和晚侏罗统凝灰质砂砾岩及第四系的松散沉积物（图6）。太古宇大营子群可分为上下两个岩组：下岩组主要出露于矿区的南及西南侧，为片麻岩系，主要岩性为混合岩化角闪斜长片麻岩和斜长角闪片麻岩，其次为均质混合岩。上岩组为一套副变质岩系，分为上下两段：下段由含石墨绢云母片岩、石英绢云母片岩和黑云石榴变粒岩夹大理岩透

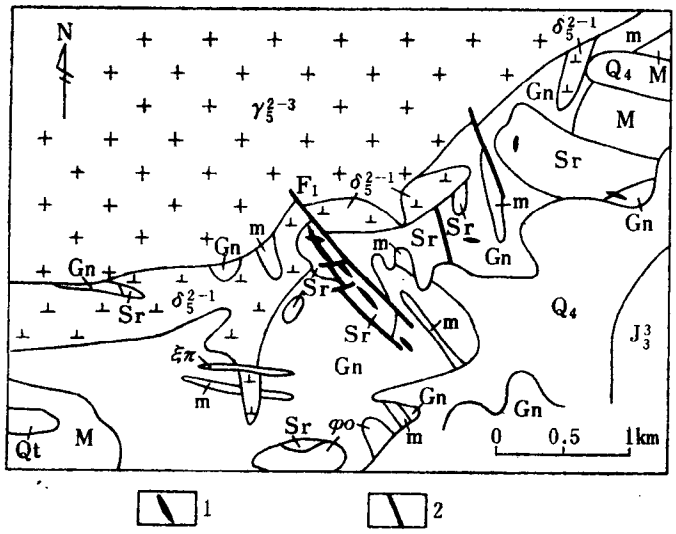

图6 柴胡栏子金矿床地质略图

Fig. 6 Schematic geological map of Chaihulanzi gold deposit

1—含金石英脉；2—断层；Gn—斜长角闪片麻岩；Sr—含石墨绢云母片岩，黑云石榴变粒岩；M—大理岩；Qt—石英岩；J_3^3—晚侏罗统凝灰质砂砾岩；Q_4—第四系；m—混合岩；γ_5^{2-3}—花岗岩；δ_5^{2-1}—辉长闪长岩；φo—角闪石岩；$\xi\pi$—英安斑岩

镜体组成；上段由大理岩、石英岩夹少量石英绢云母片岩。

黑云石榴变粒岩过去曾被定为矽卡岩化蚀变岩，经对其中的石榴石成分的电子探针测定，该石榴石的成分主要是铁铝榴石（约占石榴石分子总量的73%—78%）。

由于辉长闪长岩的侵入，形成了接触变质带，使得原来区域变质岩又叠加了接触变质作用，形成了一部分接触变质岩。这些岩石主要发育在上岩组的下段，岩石类型有含石墨刚玉红柱石绢云母片岩、蛇纹石化透辉石大理岩和各种角岩。角岩主要发育在大理岩内，有黑云母角岩、长石石英角岩和透辉石角岩。

该区岩浆活动频繁。矿区北侧为燕山早期侵入的北沟辉长闪长岩体，东西长约5 km，南北宽100—600m，呈狭长条状。该岩体与金矿关系密切。在闪长岩体的北面为四道沟花岗岩体，该岩体沿铭山-初头朗大断裂呈不规则的岩基状侵入于J_3^3地层，相带不发育，按岩性可分为细粒斑状花岗岩、细粒黑云母花岗岩和中粒黑云母花岗岩。此外，区内脉岩比较发育，成矿前脉岩多为闪长岩脉，成矿后脉岩有细粒闪长岩脉、花岗闪长岩脉、闪斜煌

斑岩脉。

矿区内断裂构造发育。按其展布方向大致可分为两组：一组 NW—NNW 向，倾向SW，倾角 70°左右；另一组为 NEE 向。前者具有明显的擦痕及断层角砾，通常矿脉的方向与之一致。后者多切割矿脉，并充填有细粒闪长岩脉及花岗闪长岩脉，为成矿后断层，一般对矿体的破坏不大。

该矿区约 1 km^2 范围内，共有三条主要矿脉及一盲矿体。所有矿脉都赋存在太古宇大营子群下段的含石墨绢云母片岩、石英绢云母片岩、黑云石榴变粒岩及其接触变质岩中。矿体由含金石英脉及其两侧的含金蚀变岩组成，且以蚀变岩为主体。整个蚀变带呈北西宽而南东窄的楔形展布，带长千余米。随着矿体自北西向南东延伸，自地表沿倾斜延伸，其厚度逐渐变薄，由 8m左右变为 2m左右，呈上宽下窄的楔形。矿脉延深80—170m，平均斜深 111m。金品位变化也是自矿体的北西向南东、自地表沿倾斜方向逐渐变贫。

本区矿石矿物成分比较简单，在蚀变岩中略为复杂。含金石英脉型矿石中硫化物极少，99%以上由中粒等粒石英组成，属贫硫化物型含金石英脉。金属矿物有少量黄铁矿、微量黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿、片状赤铁矿及自然金。脉石矿物除石英外，尚有少量绢云母、绿泥石、方解石和透闪石。蚀变岩型矿石中主要金属矿物有黄铁矿、磁黄铁矿，有微量黄铜矿、闪锌矿、赤铁矿、磁铁矿、自然金等。脉石矿物有绢云母、石英、绿泥石。

金矿物主要呈自然金产出，多为不规则粒状和薄片状，其次为针线状、浑圆状。大部分金与脉石矿物连生，仅有少量与黄铁矿等硫化物连生。自然金的粒度比较细，粒径在 0.037—0.01 mm者占59%，粒径小于 0.01mm 者占 41%，从总体看，在含金石英脉中的金矿物粒径比在蚀变岩中的金矿物粒度粗。

据金矿物电子探针分析结果，本区金矿物的含金量为 91.08%—93.66%，均为自然金，金的成色较高，为 918—941，平均 931。此外，蚀变岩中自然金成色比石英脉中的自然金成色略高，在小于 0.1 mm 粒级中的自然金成色比在 0.1—0.2 mm 粒级中的自然金成色略高。

本区矿石的结构类型有自形晶粒状结构、半自形-他形晶粒状结构、交代镶边状结构、交代细脉状结构等。矿石构造类型主要有浸染状构造和微细脉状构造。

本矿床的围岩蚀变主要是沿含金石英脉两侧发育的绢英岩化。绢英岩化系与含金石英脉一起带来的热液在其两侧围岩中造成的热液蚀变，以渗滤交代为主，造成长千余米、宽十余米的绢英岩化蚀变带，该蚀变带与含金石英脉一起构成工业矿体。蚀变的原岩主要为黑云石榴变粒岩、含石墨刚玉红柱石绢云母片岩。绢英岩中常带有很少量的黄铁矿呈浸染状分布。

（三）安家营子式金矿

安家营子式金矿位于地台区，代表性矿床有安家营子金矿、梅林金矿和二道沟金矿（部分）。这类金矿均产于岩体中，岩体为中小型的岩株，或为分异较好的岩体，或为多次侵入的复式岩体，主要为酸性的花岗岩类，岩性有似斑状（二长）花岗岩，似斑状黑云母花岗岩和角闪花岗岩等。形成时代有燕山期和海西期。矿化类型有石英脉型和蚀变带型。矿石矿物组成比较简单，金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿，其他金属矿物很少。脉石矿物主要有石英、绢云母、绿泥石和方解石。围岩蚀变类型有硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、绿帘石化、碳酸盐化等。此类矿床的规模为中小型，尚未发现

大型。

现将安家营子金矿床简述如下：

该矿床位于马鞍山隆断带北部10号块断体内。该块断体北界为东西向小牛群-姜家屯断裂，南界为东西向福合元-奎德素断裂，东界为北北东向八里罕-美丽河断裂，西界为北北东向赤峰-锦山断裂。控制矿床者为安家营子岩体的周边断裂，实际上为块断体中次级北北东向断裂带。

该区出露地层主要为太古宇和中生界侏罗系和白垩系。太古宇分为上下2个岩组，下岩组主要由各类片麻岩组成，上岩组为片岩、石英岩和大理岩。

区内岩浆活动剧烈，燕山早期形成的喀喇沁岩体呈北东向展布于本区中南部，岩性以中细粒花岗岩为主。燕山晚期的安家营子岩体呈北西向侵入喀喇沁岩体的北端，岩性主要为粗粒似斑状花岗岩。岩体分相明显，可划分为边缘相、过渡相和中心相，岩体中有大量的闪长质包体。此外岩体中还分布有大量的脉岩，如花岗细晶岩脉、闪长玢岩脉、石英斑岩脉、霏细斑岩脉、文象花岗岩脉等。

该矿产出在安家营子岩体的东部斑状花岗岩中。目前已发现含金脉体10余条，但达到工业指标要求的仅有2条，即Ⅰ号脉和Ⅲ号脉（图7）。Ⅰ号矿脉为含金石英脉，受压扭性断裂控制，单脉产出，形态简单。产状比较稳定，倾向东，倾角75°左右。矿脉地表控制长度有800余米，向两端趋于尖灭。已控制斜深240 m。矿体呈薄透镜体分布于构造蚀变带中，以尖灭再现形式出现，最大间距30余米。单个透镜体长数米至160m不等，其间由构造蚀变带相连。Ⅲ号矿脉为含金蚀变带型，呈北东向展布，倾向南东，倾角70°左右。整个矿脉南北长约7000m，东西宽约50m，共包括10余条构造蚀变体，20余个矿体。每

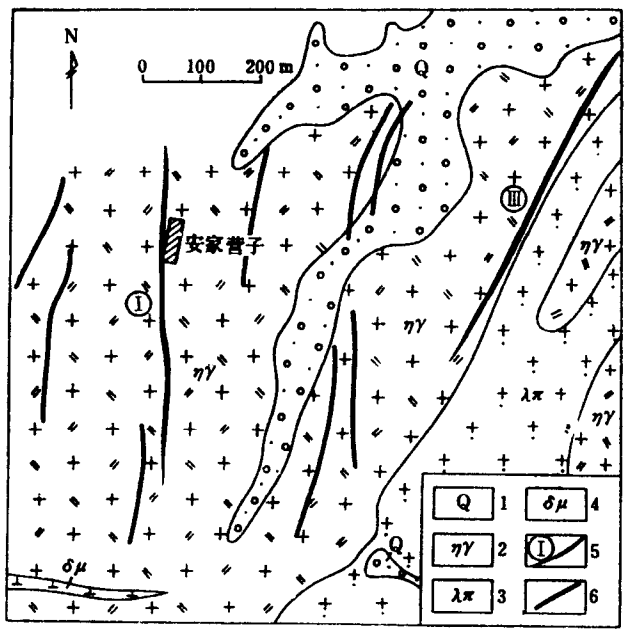

图 7 安家营子金矿床矿区地质简图

Fig. 7 Schematic geological map of Anjiayingzi gold deposit

1—第四系；2—二长花岗岩；3—石英斑岩；4—闪长玢岩；5—矿体及编号；6—地质界线

个矿体呈透镜状或扁豆状产出，它们在平面上呈左行雁行式排列。每个含矿透镜体的大小变化很大，长度变化由数米至377m，厚度变化由数厘米至3.65m。此类型矿体与含金石英脉型矿体不同，矿化主要在蚀变岩中，特别是强烈硅化所形成的硅化体（次生石英岩）中矿化最佳，也有一些石英脉或石英团块，但数量很少❶。

该矿床矿石的矿物组成比较简单。金属矿物从黄铁矿为主，其次有少量的黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金等。偶见辉钴矿、方钴矿、硫银铋矿。非金属矿物主要为石英，次有绢云母、绿泥石、方解石等。次生氧化矿物有褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、铜蓝等。

金矿物呈粒状、浑圆状和各种不规则状产出。据金矿物电子探针分析结果，其含金量为68.08%—85.17%，主要为银金矿。金成色为671—846，平均为752，反映其形成深度为中等偏低。金矿物在矿石中的嵌布状态和方式有包体金、晶隙金、裂隙金和连生金4种，其中以后两种最为普遍。

黄铁矿与一般中温热液金矿床黄铁矿的微量元素相比，其Au较低，Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni较高，Se和As偏低很多。Au/Ag＞0.5，Co/Ni＞1，反映了一般热液型矿床特征，而Se、Te很低和S/Se比值很高则又类似于沉积型矿床黄铁矿的特点。

矿石的结构主要有自形-半自形粒状结构、他形粒状结构、交代溶蚀结构、交代脉状结构、交代网脉状结构、交代环边结构、乳滴状结构、压碎结构等。矿石的构造主要有块状构造、浸染状构造、似条带状构造、斑杂状构造、团块状构造、脉状和网脉状构造等。

本矿区的主要围岩蚀变类型有绿泥石化、硅化、绢云母化和黄铁矿化，其次有绿帘石化和碳酸盐化等。蚀变带的宽度变化很大，Ⅰ号脉比较窄，一般0.5—1m。Ⅲ号脉比较宽，一般1—3m左右，个别地段可达10余米。

根据矿脉产于安家营子岩体中和被霏细斑岩切穿的事实，可大体判断成矿年龄。已知岩体年龄为130.7 Ma，这次研究又测定了霏细斑岩年龄为116.6 Ma。因此，金矿的成矿时代应限定在130.7—116.6 Ma之间，大致为120 Ma左右。

三、金矿床的地球化学特征和金的成矿作用

（一）稳定同位素地球化学

1．铅同位素

在本次研究工作中，共测定了金厂沟梁、红花沟、莲花山和安家营子4个矿区56件铅同位素，其中变质岩9件，岩体16件，矿脉31件。测定结果的综合数据见表6。

金厂沟梁矿区：由表6可见，本区的矿石铅与岩体铅大体上具有一致性，表明了二者的密切关系，可作为矿脉来自岩体的佐证。按单阶段演化计算出来的模式年龄与实际年龄相差较大，表明本区铅不是在单一的U、Th-Pb系统中演化的，为多阶段演化的。因此，模式年龄不能指示地质体的年龄。

把岩体铅投到王义文的铅类型分区图[1]（图8）上，大都落在重熔型区内或附近，只有个别点落在同熔区内，这表明本区花岗岩基本上属于重熔型花岗岩。

Zartman(1974)在总结北美西部Cordillera中生代花岗岩及其有关的热液矿床中240

❶ 辽宁省地质矿产局第一地质大队，安家营子金矿普查评价报告，1978。

表 6 各矿区铅同位素综合数据表

Table 6 Lead isotopic composition of different ore district

矿区	产状	测定对象	样品数	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	模式年龄 (100Ma)
金厂沟梁	矿脉	方铅矿	4	16.840—17.249	15.272—15.681	36.783—37.151	4.5—11.5
		黄铁矿	8	17.157—17.395	15.352—15.656	37.005—37.428	4.5—8.2
	变质岩	全 岩	4	15.960—16.631	15.070—15.313	35.827—36.645	9.3—12.6
	岩体	全 岩	4	17.184—17.899	15.291—15.354	37.398—38.080	0.8—4.7
		长 石	2	17.658—18.489	15.504—15.698	37.832—38.505	<0—3.7
红花沟	矿脉	铁白云石	1	16.320	15.710	37.940	15.4
		黄铁矿	4	15.606—15.847	15.206—15.498	36.669—37.690	14.8—16.8
		方铅矿	1	15.927	15.531	37.730	16.5
	花岗斑岩	全 岩	1	16.124	15.293	36.187	12.8
	伟晶岩脉	钾长石	1	17.234	15.424	38.947	5.9
莲花山	矿脉	黄铁矿	2	15.776—15.865	15.314—15.345	36.898—37.259	15.3—15.6
		方铅矿	3	15.756—16.780	15.436—15.690	37.287—37.880	11.9—17.4
	闪长岩株	长 石	1	17.593	15.945	38.717	9.0
	伟晶岩脉	钾长石	1	17.195	15.681	37.371	9.0
	变质岩	全 岩	1	17.103	15.742	37.940	10.2
安家营子	矿脉	黄铁矿	5	17.088—17.406	15.367—15.425	37.167—37.506	4.5—6.4
		方铅矿	3	17.126-17.260	15.387—15.419	37.209—37.396	5.4—6.3
	岩体	全 岩	4	17.507—17.678	15.366—15.387	37.586—37.707	1.7—3.4
		长 石	1	17.288	15.386	37.392	5.1
	岩体中包体	全 岩	1	17.560	15.550	37.920	4.9
	变质岩	长 石	1	17.439	15.590	38.041	6.3
		全 岩	3	18.040—18.105	15.604—15.660	38.248—38.704	2.0—2.3
二道沟*	矿脉	方铅矿	4	17.322—17.820	15.510—16.060	37.644—39.210	7.9—10.3

* 系搜集辽宁地质矿产局第三地质队的资料

多个铅同位素数据的基础上发现，火成岩和矿床中铅同位素组成的有规律变化与其源区物质的地质特征有关[2]。他根据铅同位素组成的区域变化特征，把该区划分为3个成矿区域（图9），认为Ⅰ区的铅主要是来自组成该区下部地壳的前寒武纪结晶基底的岩石；Ⅱ区的铅主要是来自前寒武纪岩石风化剥蚀而堆积起来的巨厚层冒地槽沉积物；Ⅲ区的铅主要来自年轻的优地槽深成岩、火山岩和沉积岩。

把本区矿石铅和岩体铅投到Zartman的铅分区图上（图9），绝大多数点都落在Ⅰ区及其附近，表明铅来自前寒武系基底。

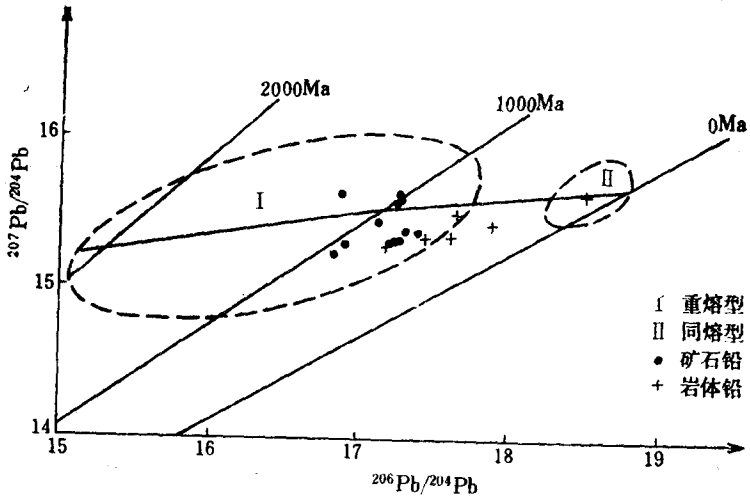

图 8 金厂沟梁矿区铅同位素类型图

Fig. 8 Pb isotope type for Jinchanggouliang ore district

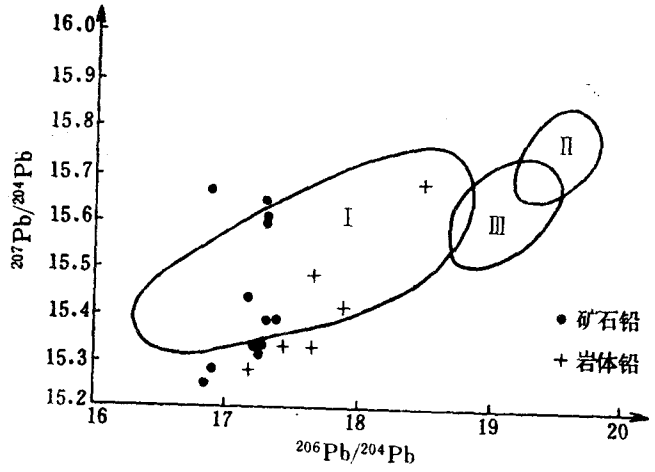

图 9 金厂沟梁矿区铅同位素组成分区图

Fig. 9 Divisions of Pb isotopic composition of Jinchanggouliang ore district

把所有铅同位素值都投到Doe和 Zartman（1979）的铅构造演化模式图[3]上(图10)，可见变质岩铅位于下地壳和上地幔演化曲线附近。放射性铅很低，按单阶段计算的模式年龄较大，说明铀含量很低，这种现象显然是在变质作用中由铀亏损而引起的（林尔为[4]，1985)。矿石铅和岩体铅大部分集中在上地幔演化曲线附近，表明来源于深源。少部分位于上地壳和造山带演化曲线附近，表明来源于浅源铅。

研究区内其他的主要金矿床也和金厂沟梁金矿床一样作了铅同位素研究，限于篇幅，这里只介绍一下结论。

红花沟和莲花山矿区：矿石铅来源于贫铀区并具有多阶段演化特征，铅的源区具有铀亏损、钍富集的区域地球化学特征。花岗斑岩铅同位素组成与矿石铅同位素组成相近，表明二者的亲缘关系。矿石铅和岩体铅均落在王义文铅类型分区图的I区内，表明本区岩体

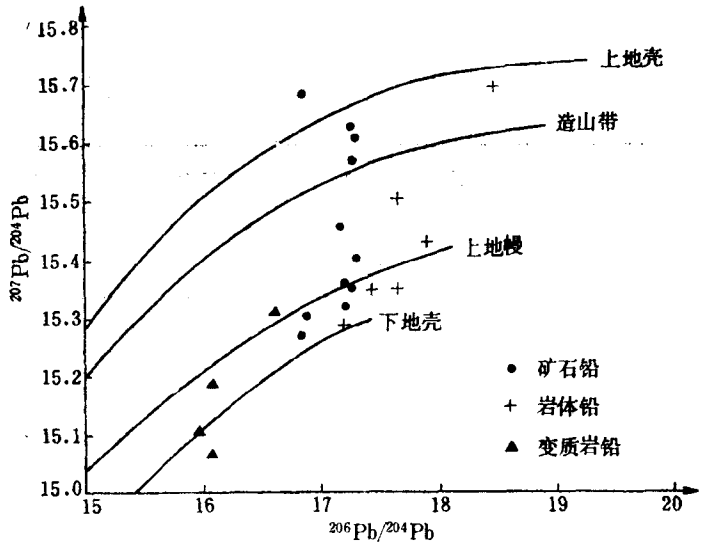

图 10　金厂沟梁矿区铅同位素构造位置图

Fig. 10　Tectonic division of Pb isotope for Jinchanggouliang ore district

属重熔型花岗岩类。把各种地质体的铅同位素组成投到 Doe 和 Zartman 的铅构造演化图上，可见矿石铅分布很散，表明本区金矿床铅具有多来源的特点，一部分来自深源铅，一部分来自浅源铅。而岩体铅靠近上地幔演化曲线，表明其来自深源铅。

安家营子矿区：矿石铅的组成比较均一，变化范围较窄。岩体的全岩铅更为均一和稳定。从表 6 可以看出，本区矿石铅与岩体铅具有很好的一致性，表明了二者在成因上的密切关系；岩体中的包体铅与变质岩的长石铅组成非常接近，这有力地证明了该岩体是由变质岩在地壳深部重熔而生成的。经计算，显示了源区明显铀亏损和相对钍富集的地球化学特征，铅不是在单一的 U、Th-Pb系统中演化的，而是多阶段的。把本区的铅同位素组成数据投到Zartman的铅同位素分区图上，各地质体的铅都落在 I 区范围内，这说明铅来自组成下地壳的前寒武系基底岩石。把本区的矿石铅和岩体铅同位素组成投到 Doe 和 Zartman 的铅构造演化图上，大多数点都落在上地幔演化曲线附近，反映了深源铅的特征。把本区的岩体铅投到王义文（1985）的铅类型分区图上，基本上都落在重熔型花岗岩区内，表明本区的花岗岩属重熔型花岗岩。

2．氢氧同位素

本次研究对 5 个典型金矿床共做了194个氧同位素样品（其中矿脉115个、岩体56个、变质岩23个）、50个氢同位素样品（其中矿脉36个、岩体12个、变质岩 2 个），所测得的结果综合列于表 7 中。

金厂沟梁矿区：各类变质岩的全岩氧同位素组成为5.7‰—9.8‰之间，平均为7.9‰，其中石英氧同位素组成为 10.0‰—11.1‰ 之间，平均为 10.5‰，δD 介于 −88.3‰—−89.1‰，磁铁矿的氧同位素组成为 3.8‰。据此判断原岩显然为正变质岩，这与前述的本区变质岩以中基性火山岩为主的结论是一致的。根据含氧共生矿物对石英和磁铁矿的氧同位素组成，计算得本区变质岩的形成温度为581℃，这与用角闪石-斜长石矿物对的成分所计算出的变质温度540℃大体是吻合的。

表 7 各矿区氢、氧同位素综合数据表

Table 7 Hydrogen and oxygen isotopic composition of different ore districts

矿区	产状	测定对象	样品数	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{18}OH_2O$(‰)	δD(‰)	计算温度(℃)
金厂沟梁	矿脉	石英	8	12.4—14.3	4.9—8.0	-102.0—-54.0	300—338
		方解石	3	7.3—9.3	-1.1—1.9		220
	岩体	全岩	6	7.6—12.3			
		石英	4	8.8—10.9	7.8—9.9	-94.6—-80.7	
		长石	3	8.3—9.5	8.8—10.0		
		磁铁矿	1	4.8	10.0		719
	变质岩	全岩	4	5.7—9.8			
		石英	4	10.0—11.1	8.1—9.2	-89.1—-88.3	
		磁铁矿	1	3.8			581
红花沟	矿脉	石英	34	11.4—12.8	-5.8—0.3	-103.9—-85.5	149—181
	伟晶长英脉	石英	5	10.3—11.7			
		钾长石	4	8.7—10.0			
	变质岩	全岩	2	8.4—9.4			
莲花山	矿脉	石英	13	9.4—12.5	-6.4—-1.0	-97.0—-96.6	133—160
		磁铁矿	3	-0.9—1.8			
	闪长岩	全岩	2	5.5—6.4			
柴胡栏子	矿脉	石英	14	12.3—17.8	4.0—6.9	-109.7—-93.8	216—231
	花岗岩	全岩	1	9.6			
安家营子	矿脉	石英	31	9.6—15.0	2.4—8.4	-113.4—-91.7	286—327
		方解石	9	-0.2—15.6	-7.5—8.3		260
	岩体	全岩	12	6.9—8.8			
		石英	18	8.2—10.8	5.3—7.9	-110.8—-94.7	
		长石	1	7.8			
		磁铁矿	3	-0.2—0.3	5.9—6.4		481—523
		闪长质包体	5	4.1—7.3			
	变质岩	全岩	3	5.5—6.7			
热水*	矿脉	石英	1	14.5	9.2	-94.2	350
梅林*	矿脉	石英	1	10.9	5.0	-85.2	330

* 系搜集长春地质学院金相浩资料

根据Mathews(1979) 的石英-水体系的氧同位素分馏系数与温度的关系方程式[5]，计算出石英包裹体中水的氧同位素组成为 8.1‰—9.2‰，平均为 8.5‰，这代表了本区变质流体的氧同位素值。

由表 7 可见，本区岩体的全岩氧同位素组成为7.6‰—12.3‰，平均为9.5‰；石英的$\delta^{18}O$为8.8‰—10.9‰，平均为10.3‰；石英包裹体中水的 δD为－80.7‰——94.6‰，平均为－90.0‰；磁铁矿的$\delta^{18}O$为4.8‰；长石的$\delta^{18}O$为8.3‰—9.5‰，平均为 8.8‰。本区岩体的长石与全岩的$\delta^{18}O$值基本一致，但石英与长石或全岩的 $\delta^{18}O$ 之差没有落在 1.0‰—1.5‰的范围内，不是小于 1 ‰就是大于1.5‰，这说明，本区岩体的氧同位素发生了交换反应，可能是富^{18}O 的流体，即岩浆期后热液与岩体发生了交换反应，而导致 $\delta^{18}O$ 值的升高。其中也有少部分由于受大气降水的影响，而导致$\delta^{18}O$值的降低。

综合上述全岩、石英、长石和磁铁矿的氧同位素组成，排除岩体成岩后流体对同位素组成变化的影响，可以推知，本区岩体全岩的氧同位素组成大致在8‰—9‰之间。

Taylor(1977) 根据全岩的$\delta^{18}O$值把花岗岩类分为 3 组[6]：①低^{18}O花岗岩，$\delta^{18}O<6‰$；②正常^{18}O花岗岩，$6‰<\delta^{18}O<10‰$；③高$\delta^{18}O$花岗岩，$\delta^{18}O>10‰$。O′Neil 等（1977）认为S 型花岗岩比 I 型花岗岩的$\delta^{18}O$值要高，从 S 型花岗岩到 I 型花岗岩，其$\delta^{18}O$ 值具有系统的变化，二者的分界点大约在10‰左右[7]。因此，本区岩体属于Taylor所划分的正常花岗岩一类和O′Neil所划分的 I 型花岗岩一类。

根据上述变质岩和岩体氧同位素组成的相近性，可以初步推测本区岩体起源于基底变质岩，即由基底变质岩在地壳深部经部分重熔上升侵入而成。这一结论还可以从本区岩体的锶同位素组成特征得到进一步印证（见本文第一部分）。

据磁铁矿-石英矿物对的同位素组成，计算得岩体的形成温度为719℃。

为了了解本区岩体的岩浆水同位素组成，测了岩体中石英的 $\delta^{18}O$ 及其 包裹体 中水的 δD（表 7）。计算与石英平衡的$\delta^{18}O_{H_2O}$值，介于 7.8‰—9.9‰之间，平均为 9.2‰，此值基本上落在一般岩浆水范围内富^{18}O一端。计算所得与磁铁矿、与长石平衡的$\delta^{18}O_{H_2O}$ 也落在岩浆水高^{18}O值一端。

由包裹体水测得的$\delta D=-80.7‰——94.6‰$，平均为－90.0‰，与一般岩浆水相比，明显贫氘。本区的变质水也具有贫氘的特点。这是本区岩体由基底变质岩重熔而来的又一佐证。

成矿流体的氢氧同位素测定结果见表 7 。可见，石英的$\delta^{18}O$为12.4‰—14.3‰，变化不大，平均为13.2‰。这表明在矿脉形成过程中，热液的氧同位素组成比较均一，温度变化范围较小。石英主要是成矿早期和主成矿期的产物，其同位素组成代表了成矿流体早期阶段和主成矿阶段的同位素组成特点。方解石是成矿晚期的产物，其同位素组成代表成矿流体演化的最终结果，其$\delta^{18}O$值为 7.3‰—9.3‰，变化也不大，平均为 8.0‰。据石英的氧同位素值计算得$\delta^{18}O_{H_2O}$为4.9‰—8.0‰，平均为 5.9‰，变化不大，基本上属岩浆水范围。与本区岩体岩浆水相比，氧同位素稍低，但基本上是一致的。据方解石计算的$\delta^{18}O_{H_2O}$为－1.1‰—1.9‰，明显低于早期阶段的 $\delta^{18}O_{H_2O}$，显然在 成矿晚期氧同位素 组成发生了变化。

本区成矿流体的氢同位素组成是通过直接测定石英包裹 体中的 水 而 得 到 的，$\delta D=-54.0‰——102.0‰$，基本上与本区岩浆水一致，均比一般岩浆水贫氘。

综上所述，本区主成矿阶段的同位素组成与本地区岩浆水接近，表明成矿流体直接来源于岩浆水。到了成矿晚期，其$\delta^{18}O_{H_2O}$变成接近零值或负值，明显地偏离了本地区岩浆水的范围，说明成矿晚期有雨水的加入。

图11是本地区变质水、岩浆水和矿液水的氢氧同位素组成图，从图中可以明显地看到，本区的成矿流体、岩浆水和变质水的氢氧同位素组成相近，反映了三者具有密切的关系。由上面的分析可见，岩体的同位素受源岩性质的控制，因而与太古宙变质岩具有相近的同位素组成。而成矿流体是岩浆期后热液，所以，其同位素组成落在本区岩浆水的范围内。

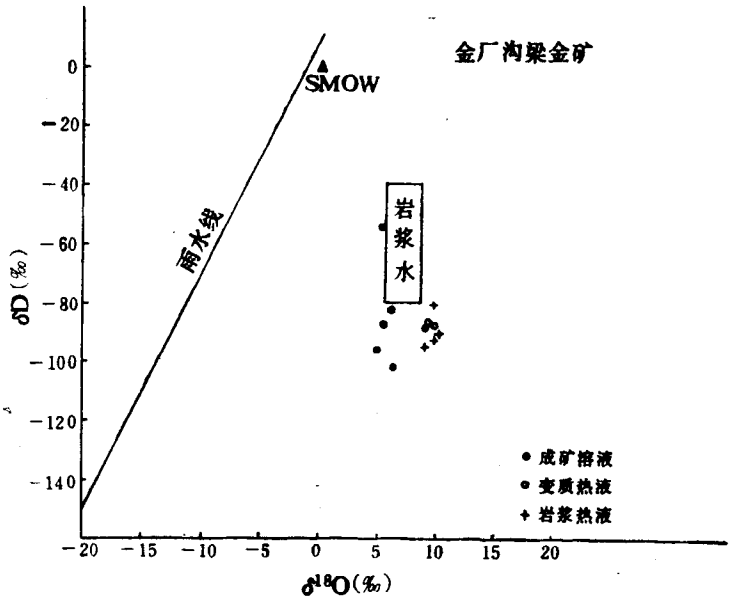

图 11　金厂沟梁金矿石英包裹体中水的δD-$\delta^{18}O$特征图

Fig. 11　δD-$\delta^{18}O$ diagram of water in inclusions of quartz of Jinchanggouliang gold deposit

红花沟、莲花山和柴胡栏子3个金矿床成矿溶液的氢氧同位素组成如表7和图12所示。红花沟和莲花山2个金矿床成矿溶液的氢氧同位素组成位于图12的左下方，远离岩浆水和变质水的氢氧同位素组成范围，而靠近雨水线，表明成矿热液有大量大气降水的加入。

柴胡栏子金矿床的样品所有点都在岩浆水和变质水的下方（图12），结合矿床地质特征分析，本矿床的氢氧同位素组成可能反映了岩浆水、接触变质水和大气降水的混合。

热水和梅林两个矿区的氢氧同位素组成见表7，表明这两个矿区的成矿溶液主要来自岩浆水，但有少量大气降水的加入。

安家营子矿区岩体的岩浆水、矿体的矿液水和当地的雨水氢氧同位素组成如表7和图13所示。说明：（1）成矿溶液的水来源于岩浆水。（2）本区岩浆水和矿液水的贫氘特征不是由雨水混合引起的，而是本区固有的特点，这可以由本区雨水的δD值比本区岩浆水、矿液水的δD值还要高20‰左右得到证明。（3）雨水对成矿溶液的影响不大，这可由矿液

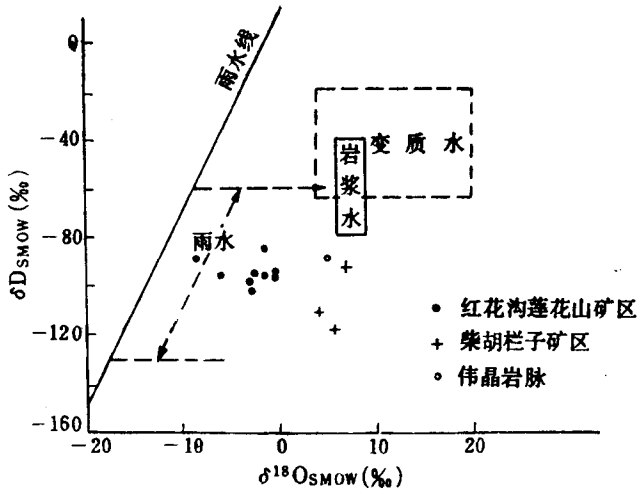

图 12 红花沟等金矿床成矿溶液的氢氧同位素组成

Fig. 12 Isotopic composition of hydrogen and oxygen of ore fluid of Honghuagou gold deposit etc.

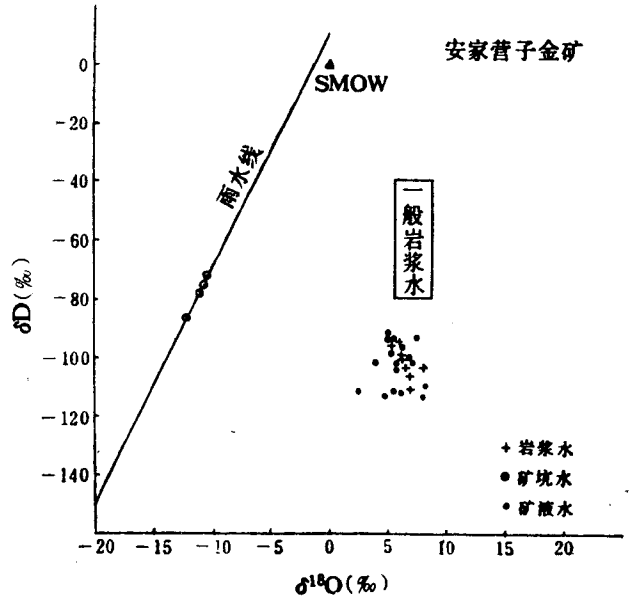

图 13 安家营子金矿石英包体水的δD-$\delta^{18}O$特征图

Fig. 13 δD-$\delta^{18}O$ diagram of water in inclusions of quartz of Anjiayingzi gold deposit

水具有比较正常的$\delta^{18}O$值，只比本区岩浆水的$\delta^{18}O$值略有降低得到证明。

总之，安家营子矿区成矿溶液中的水来源于岩浆水，在主要成矿阶段基本上没有受到雨水的影响，只是到了成矿晚期方解石形成时，才有较多雨水的加入。

3．硫同位素

本次研究中，共测定了5个典型矿床硫同位素144个，其综合数据列入表8中，并据

表 8 各矿区硫同位素综合数据表

Table 8 Sulphur isotopic composition of different ore districts

矿区	产状	$\delta^{34}S$ (‰)					
		黄铁矿	黄铜矿	方铅矿	闪锌矿	磁黄铁矿	全岩
金厂沟梁	矿脉	-2.3—1.1 (31)		-5.0 (1)			
	斜长角闪岩	3.5—4.3 (2)					
	花岗闪长岩	-2.2—-0.1 (2)					
红花沟和莲花山	矿脉	2.8—11.7 (37)	2.1—3.5 (3)	2.0—6.9 (3)	9.7 (1)		
	斜长角闪岩						2.9 (1)
	闪长玢岩						3.1 (1)
柴胡栏子	矿脉	-3.1—9.1 (6)				-1.5—11.2 (3)	
安家营子	矿脉	-1.2—2.6 (45)	0.8—2.0 (7)		2.0 (1)		
热水*	矿脉	-0.9—3.3 (23)					
梅林*	矿脉	2.6—4.6 (11)					
二道沟**	矿脉	-2.2—3.4 (27)					

括号内的数字是样品数；*系搜集长春地质学院金相浩的资料；**系搜集辽宁省地质矿产局第三地质队的资料。

此作图如图14所示。本研究区域各矿脉中黄铁矿占硫化物总量的95%以上，因此可以用黄铁矿的$\delta^{34}S$值代表本区的总硫同位素组成。

从表 8 和图14中可以看出，本区 8 个主要金矿床的硫同位素组成情况明显地可分成两类，即柴胡栏子是一类，其余 7 个矿床为一类。这 7 个矿床中的每个矿床的硫同位素组成都相对比较集中，多为单峰塔式，极差均小于 9 ‰，表明这些矿床的硫基本上为单一来源。关于$\delta^{34}S$值趋于零（陨石值）的特征有多种解释，一是可能来自地幔硫，另一种是可能来自地壳的均一化硫，即指地壳在相当大的范围内，经过深变质作用，花岗岩化作用，或在重熔过程中，同位素组成发生了再分配，而接近陨石硫的同位素值。结合本地区金矿床的成矿地质条件分析，这些金矿床都是在中生代形成的，与地壳重熔而生成的各种中酸

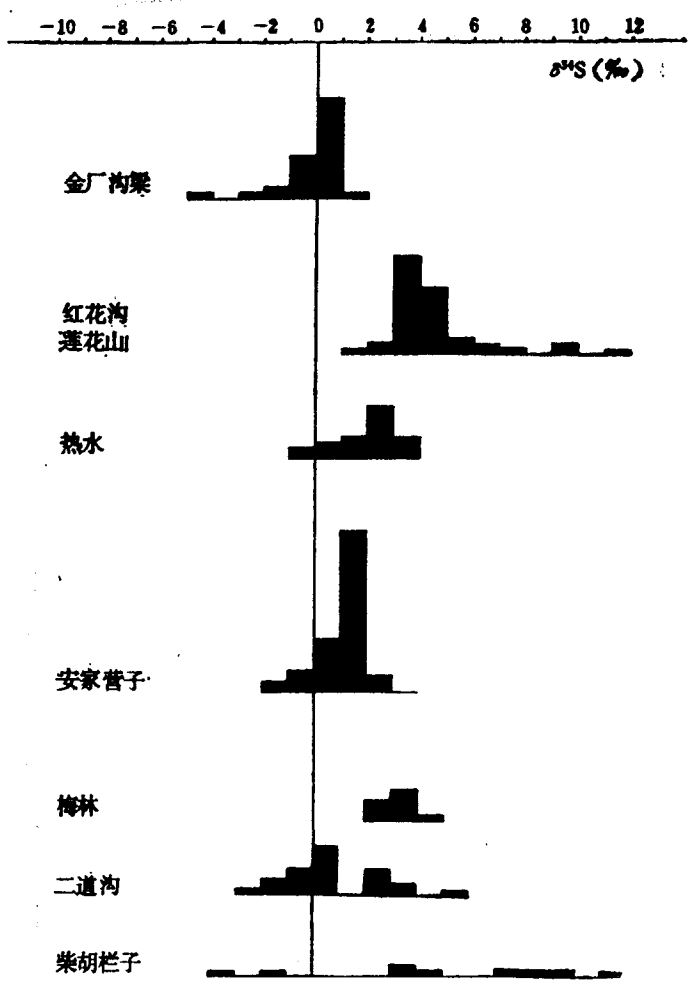

图 14 各矿区硫同位素组成特征综合图

Fig. 14 Corvelation of histograms of S isotopic composition of different ore districts

性岩浆岩有密切的关系，而与地幔来源的岩浆作用没有直接联系。因此，本区各矿床的硫不大可能是地幔硫，而可能是由于中生代大陆活化、地壳重熔产生大规模岩浆活动，在此过程中伴随地壳硫同位素组成的均一化，这种均一化硫就成为随后而生成的热液金矿床硫的来源。特别是本区古老基底变质岩的原岩为一套火山-沉积建造，相当于绿岩带的中上部，其中火山岩源于地幔，其硫值本来就具有陨石硫的特征。在大规模重熔岩浆作用过程中，整个原来的火山-沉积建造的硫被均一化了，而形成接近零值、相对比较集中的硫同位素组成。

柴胡栏子金矿的硫同位素组成数据比较分散，$\delta^{34}S=-3.1‰—11.2‰$，极差达14.3‰，显然不是同源产物。结合矿区具体地质情况分析，可能一部分来自闪长岩体的岩浆硫，一部分来自地层中的沉积硫。

4．碳同位素

本次研究对五个典型金矿床的矿脉、地层和岩体中的碳酸盐矿物和石英包裹体的CO_2共测定了39个碳同位素组成值，见表9。

表 9 各矿区碳同位素综合数据表

Table 9 Carbon isotopic composition of different ore districts

矿区	产状	矿物	$\delta^{13}C$ 方解石	$\delta^{13}C$ CO_2
金厂沟梁	矿脉	方解石	-4.2—-3.2 (3)	-3.4—-2.4 (3)
		石英		-15.4—-2.4 (3)
	岩体	石英		-18.4—-8.1 (3)
	变质岩	石英		-22.4 (1)
红花沟和莲花山	矿脉	碳酸盐	-5.2—-2.2 (3)	
		石英		-8.3 (1)
柴胡栏子	矿脉	方解石	-1.1 (1)	
		石英		-3.7 (1)
	大理岩	方解石	-2.7 (1)	
安家营子	矿脉	方解石	-12.4—-3.0 (9)	-10.9—-1.5 (9)
		石英		-9.1—-4.0 (11)
		碳酸盐	-2.3—-1.8 (2)	

注：圆括号内的数字为样品数，方解石 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 是计算值

金厂沟梁、红花沟、莲花山和安家营子金矿床矿脉石英包裹体中的CO_2的碳同位素组成基本上显示了岩浆源的特征，有些样品显示了较大的负值是由于包裹体中有较多的CH_4。矿脉中碳酸盐的$\delta^{13}C$值普遍升高是与某些热液矿床形成的早期到晚期碳酸盐的$\delta^{13}C$值的变化是一致的。引起这种变化的原因可能有两方面：一个是由于温度和氧逸度的降低，二是由于成矿晚期有大气降水的加入。

柴胡栏子金矿床含碳石英包裹体$\delta^{13}C_{CO_2}$为-3.7‰，矿脉中方解石$\delta^{13}C$为-1.1‰，大

理岩的$\delta^{13}C$为－2.7‰，求得与大理岩平衡的$\delta^{13}C_{CO_2}=-1.8‰$，可见高于主成矿期石英包裹体的$\delta^{13}C_{CO_2}$值。造成这种情况的原因有两个：一是石英包裹体中有一定量的CH_4，使$\delta^{13}C$值变低；二是矿液中的碳不仅来源于大理岩，可能还有一部分来源于围岩中的石墨或岩体。

（二）稀土元素地球化学

据金厂沟梁金矿区的矿石、岩体、变质岩和蚀变围岩的稀土元素总量和配分模式图，可以看出：①金厂沟梁矿区四类花岗岩与该区主要变质岩类型（斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、角闪岩）的稀土元素组成在含量上和模式曲线形态上都具有一致性，表明花岗岩类起源于基底中基性变质岩的重熔。②蚀变围岩与其原岩的稀土配分模式类似，但轻稀土相对较低而重稀土相对较高，因而配分模式曲线比较平缓。这与山东招掖金矿带各类蚀变岩重稀土明显富集的特征（范永香[8]，1988）是相同的。③本区矿石的稀土含量很低，其稀土配分模式基本上也是轻稀土富集型。

分别取自红花沟和莲花山金矿床的2个黄铁矿样品的稀土含量均很低，与闪长岩株和花岗斑岩岩体相比较，虽然其稀土总量相差悬殊（这是由于黄铁矿一般稀土总量均很低），但配分模式类似，都为右倾型，可以表明矿区的岩体、岩脉和矿石具有同源关系。

另据金相浩（1988）的研究❶，本区热水和梅林两个金矿床的稀土元素地球化学特征均表明矿脉、岩脉和岩体三者的同源关系。因此可以说，从稀土元素地球化学特征来看，本区的矿脉来自花岗岩母体。

（三）成矿的物理化学条件

本次研究在七个矿区的范围内，测定了约700个包裹体，用以研究成矿的温度、压力、氧逸度、酸碱度、氧化还原电位、成矿介质组分和浓度等一系列物理化学参数。

1．成矿温度

成矿温度是通过矿脉中石英和少量方解石中的气液包裹体用均一法测定的，对测定的结果按矿区做了频率直方图，见图15。从图中可以看到，本区金矿的形成温度范围为80℃—400℃，各矿区的主要温度范围有所不同，明显地可以分为两组：第一组，金厂沟梁、安家营子、梅林和热水四个矿区，其成矿温度范围在140℃—400℃之间，主要温度范围为270℃—300℃之间，显示了中温偏高的特征。第二组，红花沟、莲花山和柴胡栏子3个矿区，其成矿温度分布范围在80℃—400℃之间，主要温度范围为170℃—240℃之间，显示了中低温的特征。

2．成矿溶液的盐度和密度

本区各金矿成矿溶液的盐度和密度测定结果见表10。由表中可以看出，本区各金矿成矿溶液的盐度多数都较低，平均盐度为3.8—7.4wt%NaCl，其中金厂沟梁、红花沟最低，莲花山和安家营子稍高。而柴胡栏子矿区比较特殊，其盐度比较高，变化大，范围自1.5—25.0wt% NaCl，主要为4.9—18.2 wt% NaCl，平均为11.3 wt% NaCl。柴胡栏子矿区尚有少数低温固相熔化的包裹体，其初熔温度为－50℃、－52.2℃、－36.2℃和－37.0℃等。这些数值表明，包裹体中流体除了含NaCl以外，尚含一定数量的$CaCl_2$和$MgCl_2$。这类包裹体的平均盐度为25wt% NaCl，$NaCl/(CaCl_2+MgCl_2)$值平均为1.08。由此可见，

❶ 金相浩，内蒙宁城县老哈河流域金矿地质及成因，1988，长春地质学院研究生论文。

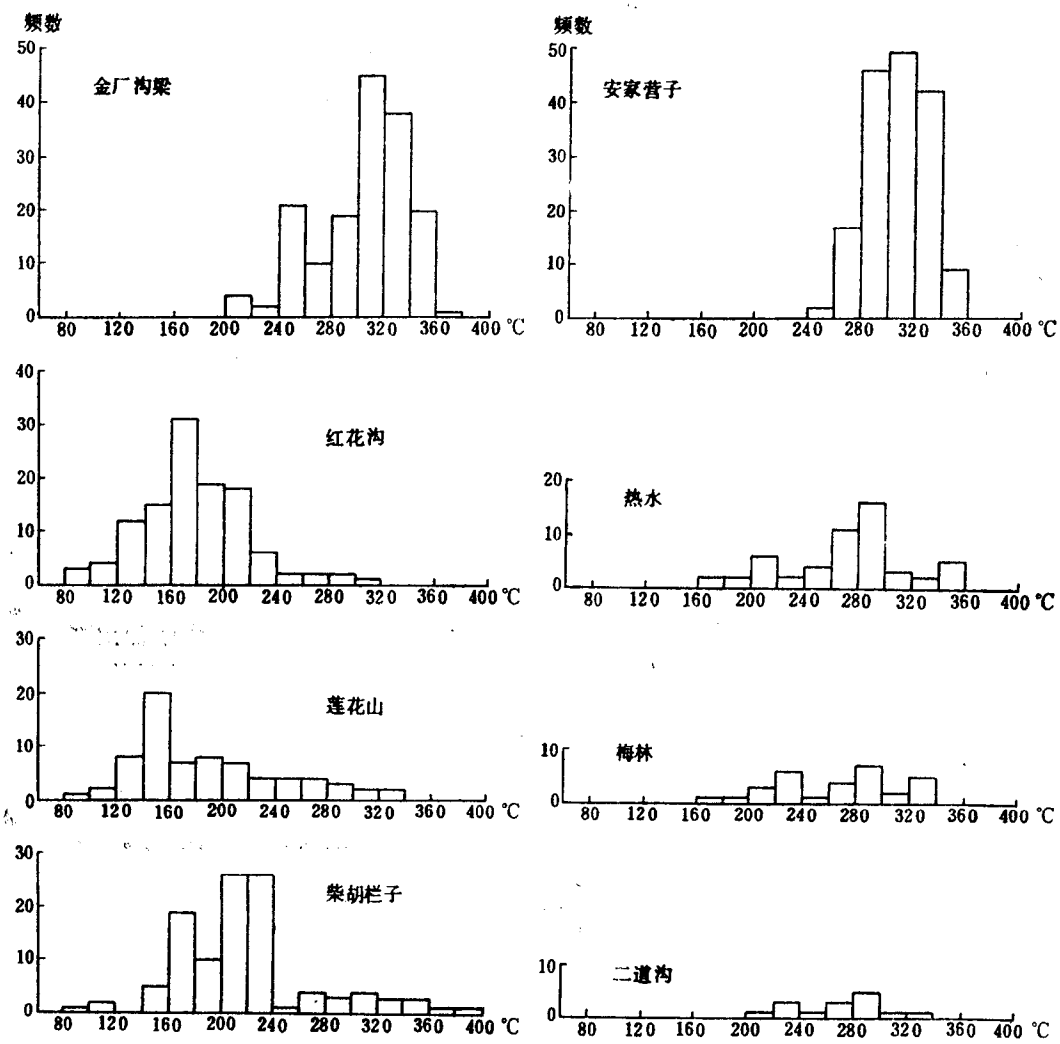

图 15 各矿区均一温度分布图

Fig. 15 Histogram of homogenization temperature of different ore districts

表 10 各矿区用包裹体测定的平均温度、盐度、密度

Table 10 Average temperature, salinity and density determination for different ore districts by inclusion study

矿区	平均温度 (℃)	平均盐度 (wt% NaCl)	平均密度 (g/cm³)
金厂沟梁	299	3.8	0.77
红花沟	168	4.0	0.94
莲花山	196	6.7	0.94
柴胡栏子	237	11.3	0.95
安家营子	301	7.4	0.78

本区金厂沟梁、红花沟、莲花山、安家营子等矿床的成矿溶液是以NaCl和H_2O为主的低盐流体，这与一般热液型金矿床成矿溶液的盐度特征是一致的。而柴胡栏子矿床的成矿溶液中除了NaCl和H_2O以外，尚含有相当数量的$CaCl_2$和$MgCl_2$，盐度常常高于10 wt% NaCl，属高盐流体。

综合表10各矿区的盐度和密度值，可把本区各类金矿床的成矿流体分为3类：①低盐度低密度成矿流体：金厂沟梁、安家营子、梅林、热水金矿床。②低盐度高密度成矿流体：红花沟和莲花山金矿床。③高盐度、高密度成矿流体：柴胡栏子金矿床。

3．成矿压力和深度

我们应用流体包裹体的测定结果，用CO_2的摩尔含量法、富CO_2包裹体平均密度法、等比容法和经验公式法估算了成矿的压力和深度。这里只介绍经验公式法的结果。

在测得包裹体的均一温度和盐度的情况下，用下列经验公式（邵洁涟、梅建明[9]，1986）求得本区几个矿床的成矿压力和深度（表11）：

表 11　各矿床成矿压力和深度

Table 11　Metallogenic pressure and depth calculations for different gold deposits

矿　　区	平均温度 (℃)	平均盐度 (wt% NaCl)	成矿压力 (MPa)	成矿深度 (km)
红花沟	168	4.0	44.3	1.5
莲花山	196	6.7	53.3	1.8
柴胡栏子	237	11.3	65.6	2.2
金厂沟梁	299	3.8	78.6	2.6
安家营子	301	7.4	82.2	2.7

t_0（初始温度，℃）$=374+920\times N$（盐度）

P_0（初始压力，10^5Pa）$=219+2620\times N$（盐度）

H_0（初始深度，km）$=P_0/300$

P_1（成矿压力，10^5Pa）$=P_0\times t_1$（实测温度）$/t_0$

H_1（成矿深度，km）$=P_1/300$

4．成矿溶液的pH值、氧逸度和氧化还原电位

采用包裹体的成分和所测得的均一温度可以计算成矿溶液的pH值（李荫清[10]，1985）。计算结果如表12所示。该表中所示的pH值为成矿溶液活动时的pH值。当时溶液的温度约为200℃—300℃，对比Olofsson等(1975)提出的不同温度下水的中性线(200℃时pH＝5.65，250℃时pH＝5.60，300℃时pH＝5.65)，本区主要矿床形成时的pH值为弱酸性-中性-弱碱性。其中红花沟、莲花山、柴胡栏子和金厂沟梁为中性-弱碱性，安家营子、热水和梅林为弱酸性。

另据稳定同位素研究，红花沟、莲花山金矿是在140—180℃、$\lg f_{S_2}$为－17——－20，$\lg f_{O_2}$为－46——－50，pH＝6—8的条件下形成的。此处pH值是常温下的pH值，为弱酸性-中性-弱碱性。可见同位素研究与流体包裹体的研究是一致的。这也与一般热液金矿

表 12 各矿床pH、Eh和lgf_{O_2}值

Table 12 pH, Eh and lgf_{O_2} values for different gold deposits

矿 区	pH	Eh	lgf_{O_2}	样品数
红花沟	5.6—6.4	−0.73——0.46	−41——48	7
莲花山	5.9—6.0	−0.72——0.46	−42——48	2
柴胡栏子	5.9—6.0	−0.72——0.50	−44——49	2
金厂沟梁	5.7—6.2	−0.8——0.4	−34——37	2
安家营子	4.8—5.2	−0.65——0.49	−32——37	2
热 水	4.6	−0.53	−33	1
梅 林	5.3	−0.72		1

床的 pH 值是一致的。

参照李秉伦和石岗（1986）的矿物中包裹体气体成分的物理化学参数图解[11]，根据本区流体包裹体气相成分分析资料、均一温度和 pH 值，求得本区各主要矿床的 lgf_{O_2} 值和 Eh 值如表 12 所示。可见本区各金矿床成矿时的氧化还原电位为−0.4——0.8 V之间，与一般热液金矿床的 Eh<0(一般在−0.5伏左右）是一致的，表明本区金矿床是在弱还原条件下沉淀的。红花沟、莲花山和柴胡栏子的 $f_{O_2}=10^{-41}\times10^5$—$10^{-49}\times10^5$Pa，而金厂沟梁、安家营子和热水的氧逸度稍高，$f_{O_2}=10^{-32}\times10^5$—$10^{-37}\times10^5$Pa。

5．成矿流体的化学成分

本次研究共测定了 7 个矿区11个矿脉石英的包裹体成分，还测定了 2 个矿区 3 个岩体石英的包裹体成分，其结果可归纳为：①各种石英包裹体的气相成分中均含有 H_2O、CO_2、CO、CH_4、H_2 和 N_2，其中 H_2O 是最主要的成分，说明形成金矿的成矿介质为热水溶液。②各矿区包裹体液相成分中的阳离子有 Na^+、K^+、Ca^{2+}和Mg^{2+}等，其中主要的是K^+和Na^+，而 Ca^{2+}和 Mg^{2+}的含量很低。③各矿区包裹体液相成分中的阴离子有 F^-、Cl^-、SO_4^{2-}，且以后二种为主，其中 SO_4^{2-}一项实际上代表了溶液中金属矿物沉淀后所剩余的总硫浓度。④在包裹体液相成分中，阴离子的含量明显大于阳离子，说明金在溶液中呈络阴离子进行迁移。⑤岩体和矿脉中的石英包裹体具有大体一致的成分和含量，但后者的 H_2O和CO_2有所增加，这表明成矿溶液中的水主要来源于岩浆水，在成矿过程中有其他水的加入。⑥对红花沟、莲花山矿区的 3 个石英包裹体样品进行了超微量金的测定，结果全部测到了金，分别为 0.12×10^{-9}，0.05×10^{-9} 和 0.02×10^{-9}。这表明本区成矿溶液中确有金的存在。在提取包裹体液相成分时，测试人员发现，金以氯的络阴离子形式存在。

从上述包裹体成分特征可以看出，本区金矿床的成矿溶液总体上是一种富含 CO_2，并有多量的 K^+、Na^+、Cl^-、SO_4^{2-}和少量的 Ca^{2+}、Mg^{2+}、F^-、CO、CH_4、H_2、N_2 和微量Au等的热水溶液。

6．金矿床成因分析

通过对全区金矿床的系统研究，特别是对五个典型金矿床的解剖，我们认为本区金矿床都直接与岩浆作用有关，属于岩浆热液成因金矿床。但成矿溶液和成矿物质的来源比较复杂，除了岩浆来源以外，不同矿床有不同程度的大气降水热液、接触变质热液和围岩物质成分的加入，具有多源性。

金矿与岩浆的亲缘关系是根据下面的一系列事实确定的：

（1）各金矿与岩体的空间关系比较密切。有的直接产在岩体中（如安家营子和梅林金矿床），有的产在岩体及其周围的火山岩中（如二道沟金矿床❶），有的产在岩体的外接触带（如柴胡栏子金矿床），有的产在岩体附近的围岩中（如金厂沟梁、红花沟和莲花山金矿床），一般距岩体1—4 km。

（2）矿床围绕岩体有分带现象。如金厂沟梁矿区，以对面沟岩体为中心，向外300—500m范围分布有高中温的热液脉状铜钼矿化，1—3 km范围分布有放射状裂隙脉状金矿。

（3）岩脉是联系岩体和矿脉的纽带。岩脉系岩浆分异而来，因而矿脉和岩脉的密切伴生表明了岩体、岩脉和矿脉的亲缘关系。本区各金矿床普遍发育各类岩脉，它们与矿脉并行展布并互相穿插。

（4）硫同位素证据。8个矿区中有7个矿区硫同位素组成接近零值，具有单峰式塔式型式，表明为深源岩浆硫。此外，金厂沟梁矿区的矿石与对面沟岩体的硫同位素值组成具有一致性，红花沟矿区的矿石与闪长玢岩脉的硫同位素组成具有一致性，再次表明岩体、岩脉和矿脉的亲缘关系。

（5）碳同位素证据。金厂沟梁矿脉中石英包裹体中CO_2的碳同位素组成为$-5‰$左右，红花沟和莲花山矿脉中石英包裹体中CO_2的碳同位素组成为$-7‰$左右，安家营子平均为$-6.9‰$，均在CO_2的岩浆碳同位素组成范围（$-8‰$——$-4‰$）内，表明矿脉的碳来源于岩浆。

（6）氢氧同位素证据。金厂沟梁、安家营子、梅林、热水等金矿床的成矿溶液主要为岩浆水。金厂沟梁和安家营子金矿床的矿液水和岩浆水有明显的一致性。

（7）铅同位素证据。金厂沟梁和安家营子金矿床的矿石铅和岩体铅具有一致性。

（8）稀土元素证据。梅林、热水金矿床的矿石、岩脉和岩体的稀土配分模式在形态、斜率和倾斜方向上均具有一定的相似性，说明矿脉、岩脉和岩体的亲缘关系。

（9）包裹体成分证据。金厂沟梁和安家营子金矿床的矿脉和岩体中石英包裹体的成分非常相似，都是以Na^+-K^+-Cl^--SO_4^{2-}-CO_2-H_2O为主并含有少量Ca^{2+}、Mg^{2+}、F^-、CO、CH_4、H_2和N_2的多组分体系。

上述众多事实说明本区的金矿床与岩浆作用关系密切，矿液导源于岩浆，当属岩浆热液型金矿床。

在前面的叙述中，我们详细地探讨了本区的成矿岩体和基底变质岩系的关系，认为岩体是由基底变质岩系在地壳深部经过重熔后沿构造薄弱带侵位到地壳上部来的。据此，我们可以把本区的岩浆热液型金矿床进一步命名为重熔岩浆热液型金矿床。

成矿是一个复杂的过程，当岩浆热液从岩浆中分离出来后，要经过一段路程和一段时间的流动迁移才能在适宜的构造环境中沉淀成矿。在此过程中必然要受到环境的影响，要和周围环境发生一定的物质交换作用，其中包括大气降水或变质水的加入，热液对围岩的淋滤等。由于各矿区具体地质条件和成矿的物理化学条件的差异，上述各种作用的程度也不同。根据前述研究资料综合分析，可把本区金矿床按物质来源分为3种类型：

（1）成矿溶液和成矿组分基本上来自岩浆，但有少量地表水和围岩组分的加入。如安家营子、金厂沟梁、梅林和热水等金矿床，从氢氧同位素组成特征来看，都只有少量地

❶ 辽宁省地质矿产局第三地质大队，二道沟金矿地质特征研究，1986。

表水的加入。金厂沟梁金矿床从铅同位素组成看，主要为深源铅，只有少量的浅源地壳铅。这类金矿床可以称作比较典型的岩浆热液型金矿床。

（2）成矿溶液和成矿组分主要来自岩浆，但有多量地表水和围岩组分的加入。如红花沟和莲花山金矿床，在氢氧同位素组成关系图上，样品点偏向雨水线比较显著，表明有较多地表水的加入。从硫同位素组成特征看，有少量硫偏离零值较远，表明可能有地层硫的加入。从铅同位素组成看，一部分为深源铅，一部分为浅源地壳铅。这类金矿床可称为岩浆水与地表水的混合型热液金矿床，简称混合型热液金矿床。

（3）成矿溶液和成矿组分部分来自岩浆，部分来自接触变质热液、地表水和围岩。如柴胡栏子金矿床，从氢氧同位素组成看，成矿溶液部分来自岩浆，部分来自变质水和地表水。其硫同位素组成十分分散，表明部分来自岩浆，部分来自地层。从包裹体成分看，含有较多的甲烷，显然来自地层。从碳同位素组成看，也显然来自地层。这类金矿床可称为岩浆水与接触变质水和部分地表水的混合型热液矿床，简称接触变质热液型金矿床。

四、金矿的成矿规律

研究区地处华北地台北缘，北面是海西褶皱带。大约90%的金矿化分布在地台范围内，即使分布于海西褶皱带中的金矿化也都位于台缘。本区的金矿化有一定的规律可循。

（一）金矿的控制因素

1．基底控矿作用

本次研究，对区内太古宙各类变质岩共测定了含金样品322个，统计时剔除了个别含金量高于30×10^{-9}的样品。小于10×10^{-9}的为236个，占总数的73%，大于10×10^{-9}的为86个，占总数的27%。全区总平均值为7.68×10^{-9}，为地壳克拉克值（3.5×10^{-9}）的2.2倍。

本区各隆断带变质岩的含金量变化不大，以东部努鲁儿虎山隆断带最高。总的来说，全区的含金量均为地表平均值的2—3倍。从各种岩性的统计结果可以看出，偏基性的岩石含金量较高，偏酸性的岩石含金量较低，其中基性岩类最高。本区变质岩系含金量从基性到酸性逐渐降低的趋势与火成岩的变化规律是一致的。这可能是由于这些变质岩类的原岩以火成岩为主的缘故。

在野外观察和岩石薄片的鉴定过程中，发现在角闪质较多的基性和中基性岩类中有较多的黄铁矿，黄铁矿常常是金的载体矿物。此外，根据上述大多数样品的含金量小于10×10^{-9}，少数样品含金量大于10×10^{-9}且变化较大的事实，参照萨格尔等人（1982）对南非太古宙绿岩带金的分配和存在性状的研究结论[12]，我们推断本区小于10×10^{-9}的含金量代表了寄宿在造岩矿物中的金，而大于10×10^{-9}的含金量代表了存在于硫化物和矿物颗粒之间的金。据此认为，本区变质岩系大约含有1/4的易释放金。

总之，可以认为：①对金区各类变质岩测定了322个含金量，测定较为系统，具有较好的代表性。②赋矿的3个隆断带变质岩含金量约为$7—9\times10^{-9}$，是地壳克拉克值的2—3倍。表明本区的变质岩具有较大的成矿潜力，可以作为后生金矿的原始矿源岩。③从总体上分析，本区变质岩中大约有1/4的易释放金，给后来的各种成矿地质作用活化、迁移和富集金提供了雄厚的物质基础。

2．构造控矿作用

本区金矿床皆属与岩浆热液有关的后生金矿床，构造的控矿作用非常明显，而且不同构造级别和不同构造类型对金矿的控制作用也不同。

（1）构造对金矿化集中区的控制：纵观华北地台北缘金矿的分布，自西向东有内蒙古中部、赤城-张家口、赤峰-朝阳、辽宁清源和吉林桦甸5个矿化集中区。这些矿化集中区显然是受东西向槽台边界赤峰-开原深大断裂带和承德-北票深大断裂带的控制。本区正处在两大深大断裂带的锐角交汇处的良好构造部位，因而形成了一个具有相当规模的金矿化密布区。

（2）构造对金成矿带的控制：纵观全区20000 km 地域范围内金矿的分布格局，明显地存在着三个北东走向的成矿带，从西向东为铭山隆断带成矿带、马鞍山隆断带成矿带和努鲁儿虎山隆断带成矿带。本区这种金矿带的展布特征显然是受控于构造作用的结果。在本文第一部分我们曾经谈到，本区目前的基本构造格局主要是由中生代大陆地壳活化作用而奠定的。其主导构造为北东向，表现为自西向东相间排列的3个隆断带和两个坳断带。在3个隆断带上形成了3个金矿带。大量事实证明，内生矿床在成矿时期，区域处于上升隆起状态，即矿床多产于地质上的隆断带或隆断带与坳断带的过渡带。这是普遍的客观现象（曾庆丰[13]，1986）。对照本区金矿化分布的实际情况，正是如此。究其原因可能是由于地壳在这部分地区上升隆起的过程中，必然产生拉伸作用，为岩浆和矿液打开通道并创造有利的空间条件，从而形成了构造-岩浆-矿化“三体一位”的成矿带。当然，情况也不是绝对的。矿化主要集中于隆断带，但坳断带也不是一点矿化也没有。红花沟金矿位于锡伯河坳断带靠近铭山隆断带的位置。梅林金矿形成在老哈河坳断带中，仔细分析该矿的位置，它是产在坳陷盆地内的局部基底隆起上。据此我们应该树立的找矿思想是：首先应该注意隆起区及其边缘带，这是找矿的主导方向。其次对坳陷区中的局部基底隆起也应予以适当的注意。

（3）构造对金矿田的控制：本区目前已揭示出来的金矿田有热水金矿田、安家营子金矿田和金厂沟梁金矿田，这些矿田均明显地受控于不同方向断裂的交叉部位（图1）。

（4）构造对金矿床的控制：上述构造均系区域性导岩和导矿构造，它们从总体上控制了矿带和矿田的分布格局。而容矿构造则多半是与区域构造有成生联系的低次序的断裂和裂隙，或是岩体冷凝收缩而成的裂隙，它们控制了矿床和矿脉的分布。

红花沟矿区有NW—NNW、NE—NNE和近东西向3组容矿构造，其中以NW向一组矿化最好。莲花山矿区有NW、NNW和NE向3组容矿构造。柴胡栏子矿区主要有一组总体走向为NW的容矿构造。安家营子矿区有南北向和NE向两组容矿构造等等。

最有特殊意义的是金厂沟梁金矿田，那里以对面沟花岗闪长岩岩株为中心，在其周围1—3 km 范围内分布有NW向、EW向和SN向的放射性断裂系统。这套断裂系统具有向岩体中心收敛向四周散开并且产状陡立的特点，它控制着各种脉岩和140多条金矿脉的展布（图3）。在岩体的北面有金厂沟梁金矿床，东面有二道沟金矿床，南面有郝杖子金矿床。它们虽然分布在变质岩、火山岩和岩浆岩不同的围岩之中，但都受对面沟岩体冷凝收缩而形成的放射状断裂系统所控制，它们均属岩浆热液矿床。

（5）金矿床分布的等距性：本区金矿在空间分布上存在等距性规律，这是受构造控制的热液矿床带有普遍性的现象。①呈北东向延伸的铭山、马鞍山和努鲁儿虎山三个成矿

带自西向东大体呈等距排列。②在马鞍山矿带中，自西南向东北方向，热水金矿田、安家营子金矿田和槽区的撰山子金矿田大体呈等距离分布。③在努鲁儿虎山成矿带中，辽宁境内的东翼矿带，自西南向东北方向，南部建平的长皋金矿田、中部朝阳的小塔子沟-东五家子金矿田和北部北票的迷力营子-沙金沟金矿田也大体呈等距离分布。

据此，我们认为，在总结本区金矿等距性分布规律的基础上，运用此规律预测和发现新的金矿是扩大找矿的一个重要途径。

3．岩体控矿作用

本区所有金矿床都产在距岩体 4 km 的范围内，这表明岩体对金矿床的形成有极其明显的控制作用。

（1）岩体规模与金矿的关系：根据七个与本区主要金矿有关的岩体的统计看出，主要是中小型岩体与金矿关系密切。最大者是与安家营子等金矿有关的安家营子岩体，出露面积 70 km^2，最小者是与柴胡栏子有关的柴胡栏子北沟闪长岩体，面积约 1 km^2，其余五个岩体面积为 7—37 km^2。区内超过 100 km^2 的岩基均无矿化或矿化很弱。这也是岩浆热液矿床的一个普遍特点。

（2）岩体的产状、形态与金矿的关系：实地考察表明，金矿产出部位与岩体的产状和形态有一定的关系。据统计，在岩体的上盘接触带，岩体的倾没端、岩体的舌状突出前缘和变化港湾部位往往是金矿化的最佳部位。如梅林岩体中分布有大大小小的变质岩包体或顶垂体，表明剥蚀较浅，为岩体顶部接触带部位，有 3 个矿化带形成。安家营子金矿田的大大小小金矿点分布于安家营子岩体的自西北向东南的倾伏部位，等等。与金矿有关的岩体形态多种多样。有近等轴状、长椭圆状、长条状和不规则状等。

（3）岩体的类型和分异程度与金矿的关系：大多数与成矿有关的岩体是具有多相带分异较好和多期次侵入的复式岩体。如金厂沟梁矿田的对面沟岩体即是由片麻状花岗岩、花岗闪长岩、花岗闪长斑岩所组成的复式杂岩体。热水金矿田的梅林岩体是由片麻状花岗岩、细粒黑云母花岗岩、角闪花岗岩和似斑状黑云母花岗岩所组成的复式杂岩体。安家营子金矿田的安家营子岩体是喀喇沁同源岩体的晚期侵入相，其内部具有分异很好的多个岩相带。矿化基本上都与复式杂岩体的晚期侵入相关系最密切。复式岩体控矿、晚期侵入体直接控矿，这也是岩浆热液矿床的普遍特征。

（4）岩脉和金矿的关系：一般认为岩脉是岩浆的派生物，与岩浆热液金矿脉具有同源性。本区各金矿田普遍发育有多种岩脉，每一矿区约有 5 、6 种之多，其中以 2 、3 种为主。它们往往密集成群分布，与金矿脉有十分密切的时空关系。

空间分布上的一致性。从各矿区的大比例尺地质图上可以明显地看到，岩脉和金矿脉总是密切地伴生在一起，矿脉密集成群的地方也往往是岩脉密集成群的地方。这种空间分布的一致性充分表明岩脉和矿脉的内在亲缘关系，可以作为找矿的一个重要标志。

形成时间上的相关性。岩脉和矿脉在形成时间上表现有总体上的相近性和互相穿插关系。根据岩脉和矿脉形成时间上的关系，把岩脉分为成矿前、成矿期和成矿后 3 类。这种关系说明岩脉的形成时间跨度大，种类多，而金矿化完全框定于岩脉的活动时间之中，主要集中在岩脉活动的中期。

（5）岩体成分与金矿的关系：本区与成矿有关的岩体，除了柴胡栏子金矿床与中基性的辉长闪长岩有关以外，其余均与中酸性花岗岩类有关。按岩石化学成分，这些岩体均

为钾质系列岩体。按稀有元素指数特征，金厂沟梁矿区的岩体为安粗岩系列花岗岩，安家营子矿区的岩体为钙碱性系列再生花岗岩。按照 Taycoн 的意见这二类花岗岩与金矿床有关。本区正好符合这一情况。

这里要特别指出的是，岩体的挥发组分与矿化关系密切。众所周知，金在超基性岩和基性岩中含量较高，在酸性岩中含量较低。但事实上，绝大多数热液金矿床与前者的关系不大，而多与后者有关。其中最重要的原因是由于前者往往比后者富含挥发份。

据刘平（1986）的文章[14]，实验研究表明，在岩浆分异过程中，金在含挥发份的液相中积聚。温度和氯含量的升高有利于液相中金浓度的增高。这种富金的液体相的形成，是成矿的最本质的因素。因此在金的成矿作用地球化学研究中，常常把 F 和Cl 等作为岩体含矿的指示剂，这是非常重要的。本次研究，测定了金厂沟梁矿区和安家营子矿区与成矿有关的岩体的 F 和 Cl 含量样品各 3 个。本区成矿岩体的 F 含量为 685×10^{-6}—1150×10^{-6}，与地壳酸性岩平均值（800×10^{-6}）相差不大。但是 Cl 的含量很高，集中在 720×10^{-6}—850×10^{-6} 之间，为地壳酸性岩平均含量（240×10^{-6}）的 3 倍左右。充分表明这些岩体确有较强的成矿能力。据此，我们可以把 Cl 的含量作为评价岩体含矿性的一项重要指标。

（6）岩体的含金性：本次研究，共测定了本区海西期和燕山期岩体含金量样品 207 个，其变化范围为 0.5×10^{-9}—28.0×10^{-9}，总平均值 7.96×10^{-9}。这与全区变质岩的含金量的总平均值 7.68×10^{-9} 几乎一样。表明岩体在总体上对变质岩的继承性。本区岩体的含金丰度约为地壳中金克拉克值的 2 倍。虽然有些研究者对用金丰度值来评价岩体的成矿能力持否定态度，但多数研究者仍认为这是判别岩体成矿潜力的一项重要指标。我们认为，岩体的金高丰度值对成矿总是一个有利的条件。

（二）金矿的成矿规律

根据本区金矿化的成矿环境、金矿床地质和地球化学特征、成矿时代和矿床成因的讨论，特别是详细论述了金矿化的控制因素以后，现把本区金矿的成矿规律归纳如下：

（1）本区是华北地台北缘中段赤峰-朝阳的金矿化集中区，金矿床具有成群分布、成带集中的特点。可明显地划分为 3 个成矿带，由西向东为铭山隆断带成矿带、马鞍山隆断带成矿带和努鲁儿虎山隆断带成矿带。在各成矿带中受多组断裂交叉的控制，形成若干个矿田，矿田之间具有等距性特点。

（2）金矿化主要分布在中新生代隆断带及其边缘，或中新生代拗断带内的隆起区，可简称为隆边加盆凸。

（3）金矿在空间上总是与花岗岩体（个别为闪长岩体）有密切关系。具有工业价值的金矿床一般距岩体 1—4 km，并多位于岩体的倾伏端、侧伏端和缓倾斜部位。金矿床多与岩体有成因联系的岩脉紧密伴生。

（4）金矿产出的围岩有太古宙中深变质的变质岩、古生代和中生代的侵入岩、中生代的火山岩等。矿化对围岩没有明显的选择性，但以中基性的角闪质片麻岩赋矿最多，这类岩石是成矿最为有利的岩性。

（5）金矿主要形成在中生代燕山期，个别的形成于古生代华力西期。

（6）多方面的地质和地球化学的证据表明，成矿溶液直接来源于岩浆，金矿属于岩浆热液矿床。但是在成矿过程中有大气降水、接触变质热液、围岩物质的加入，表现为成矿物质具有多来源的特征。

（7）多种证据表明，本区的成矿岩体是由基底变质岩重熔而来，是太古宙绿岩建造在深部重熔而形成的。因此，含金丰富的太古宙绿岩带是本区金矿的原始矿源层。

（三）金矿的成矿模型

根据金矿的成矿规律，我们总结了本区金矿的成矿模型，如表13所示。

表 13 赤峰-朝阳地区基底重熔岩浆热液金矿床成矿演化模型

Table 13 Metallogenetic evolution model of the basement remelting magmatic hydrothermal gold deposits in Chifeng-Chaoyang district

时代 / 地质作用	太古宙至早元古代		中晚元古代至晚古生代早期	晚古生代晚期	中生代	新生代
	早期	晚期				
地质作用背景	大规模火山喷发和沉积作用形成富金的绿岩带原始矿源层	大规模区域变质作用和超变质作用，改造绿岩带，形成变质杂岩	地台整体抬升剥蚀，局部形成小型沉积盆地，东西向深断裂形成和发育；台区以外的邻近地区接受大陆边缘沉积	西伯利亚地台与华北地台对接，构造岩浆活动剧烈	大陆活化，强烈的燕山运动导致本区大规模的构造岩浆活动和火山喷发，形成一系列北东向展布的构造岩浆带和火山沉积盆地	现代地质作用
金的成矿作用	金在岩石中呈分散状态	绿岩中的金活化迁移至变质热液中，可能在上部绿片岩相中形成变质热液型金矿床	可能形成的变质热液型金矿床遭受剥蚀殆尽	伴随地壳重熔和岩浆活动，形成梅林式岩浆热液型矿床	伴随地壳重熔和岩浆活动，形成金厂沟梁式、安家营子式岩浆热液型矿床和柴胡栏子式接触变质热液型矿床	形成广泛分布的现代砂金矿
	原始矿源层形成	变质热液型金矿形成	变质热液型金矿剥蚀	基底重熔岩浆热液型金矿形成		原生金矿剥蚀

此外，本研究报告还通过对研究区基础地质和典型矿床的研究，以及对现有物化探资料的分析，归纳了本研究区金矿的找矿标志，提出了5个金矿预测区和3个找矿靶区。

本专题研究工作得到了内蒙古地质矿产局张履桥和陆正敏同志的指导和帮助，得到了金厂沟梁金矿、红花沟金矿、柴胡栏子金矿和安家营子金矿的同志们的大力协助，在此深表感谢。

参 考 文 献

〔1〕 王义文，1982，我国主要类型金矿床同位素地质学研究。地质论评，第2期。

〔2〕 Zartman, R. E., 1974, Lead isotope in the Cordillera of the western U. S. and their geologic significance, Econ. Geol., Vol. 69, pp. 792—805.

〔3〕 Doe, B. R. and Zartman, R. E., 1979, Plumbotectonics, The Phanerozoic, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, pp. 20—70.

〔4〕 林尔为，1985，冀东金矿集中区的铅同位素研究。长春地质学院学报，第4期。

〔5〕 Mathews, A., 1979, Oxygen isotope equilibration systematics between quartz and water, American Mineralogist, Vol. 64, No. 1—2.

〔6〕 Taylor, H. P., 1977, Water/rock interaction and the origin of H_2O in granitic batholiths, J. Geol,

Soci., Vol. 133, p. 509.
〔7〕 O'Neil, J. R., 1977, Stable isotope in mineralogy, Phys. Chem. Mineral, Vol. 2, pp. 105—123.
〔8〕 范永香，1988，山东招掖金矿带稀土元素地球化学特征初步研究。地球科学，第2期。
〔9〕 邵洁涟、梅建明，1986，浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体标型特征研究及其成因与找矿意义。矿物岩石，第3期。
〔10〕 李荫清，1985，我国几个主要斑岩铜（钼）矿床包裹体演化机制及成矿pH条件。矿床地质，第3期。
〔11〕 李秉伦、石岗，1986，矿物中包裹体气体成分的物理化学参数图解。地球化学，第2期。
〔12〕 Saager, R., Meyer, M., Muff, R., 1982, Gold distribution from Archean greenstone belt of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complex of the Alps: metallogenic and geochemical implications, Econ. Geol., Vol. 77, No. 1, pp. 1—24.
〔13〕 曾庆丰，1986，论热液成矿条件。科学出版社。
〔14〕 刘平，1986，岩浆热液中金的来源。五台山地质，第1期。

THE METALLOGENETIC REGULARITY OF GOLD DEPOSITS IN ARCHEAN METAMORPHIC ROCKS IN CHIFENG-CHAOYANG DISTRICTS

Ai Yongde

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037)

Wang Shiqi

(*Department of Geology, Beijing University*)

Sun Chengzhi

(*No. 3 Geological Brigade, Inner Mongolian Bureau of Geology and Mineral Resources*)

Abstract

The district is located in the eastern sector of Inner Mongolian axis, north margin of North China platform. The metamorphic rock series developed in the three upwarping faulted zones mainly consists of amphibolic rocks. There were intensive Mesozoic tectonomagmatic activities in this district.

The controlling factors of mineralization in this district are as follows:

1. The existence of Archean metamorphic rock series was the preaeguisite of gold metallogenesis. The metamorphic rock series in this district belongs to Archean granitegreenstone belt. More than 90% gold deposits in the district were related to this metamorphic rock series. They may occur in metamorphic rocks or in intrusive bodies near metamorphic rocks. The host rocks of gold ore are commonly plagioclase-amphibolite or amphibole-plagio-clase gneiss. The metamorphic rocks provided rich material resources for gold mobilization, transportation and enrichment during later mineralization.

2. The intrusion of Yanshanian(and Hercynian in some areas) granitic

magma was the main agent of gold metallogenesis. The Yanshanian (partly Hercynian) granitoid was produced by remelting of basement of Archean metamorphic rock series. The intrusion of magma was main source of hydrothermal solution and main thermal source for gold mobilization. Various analyses show that the ore fluid came from magmatic rocks nearby. The auriferous veins show spatial and temporal consistence with dikes. The dikes are mainly Yanshanian in age, so the gold mineralization is mainly Yanshanian.

3. Structure was a necessary factor of gold metallogenesis. The influenced areas of abyssal faults were favorable sectors for gold metallogenesis. Inner Mongolian axis, the old narrow land mass, demarcated by Chifeng-Kaiyuan fault in the north and Chengde- Beipiao fault in the south basically controlled the distribution of gold belts in the north margin of North China platform. The east-west trending Chifeng-Kaiyuan abyssal fault was the most influential and active one for a long time. The intersections of NE or NNE faults and EW abyssal faults created three upwarping faulted zones, i. e. the three gold belts in this district. The intersections of faults are favourite location of gold mineralization. The gold veins were controlled by lower order fractures. There are also a little gold deposits in local uplifts of downwarping faulted zones.

The mineralizing process of gold deposits in this district was as follows: The metamorphic solution derived from dehydration of ancient volcanic sediments during regional metamorphism leached gold from source rocks. The gold might precipitate in suitable structures (including ductile shear zone)and formed gold deposits. However, Mesozoic tectonomagmatic activities broke through the original structural pattern. Therefore, the gold in Archean metamorphic rocks and the gold formed before were caught by metasomatic remelting magma, got into magmatic solution during magma differentiation, then precipitated in suitable location and formed gold deposits accompanied by dike activity. The process shows the mineralization was multistage and heriditary. Various geological and geochemical evidences indicate that the ore fluid came from magma; the gold deposits should be classified into magmatic hydrothermal deposit type; however, the entrance of meteoric water, contact metamorphic solution and materials in wall rocks shows ore forming materials came from different sources; the minerogenetic intrusive bodies were produced by remelting of Archean greenstone formation in deep part of crust. Therefore, gold-rich Archean greenstone was primary source bed of gold deposits. So we can say exactly, the gold deposits in this district are basement remelting magmatic hydrothermal ones.

辽宁营口地区元古宙变质岩区金矿的成矿条件及预测研究

余昌涛　贾斌　刘斌　彭明生
（沈阳地质矿产研究所）
贾立学　余日生　何树鸿
（辽宁省地质矿产局第五地质大队）

内容提要　本文根据大量的岩石化学、微量元素和稀土元素、稳定同位素及流体包裹体资料，全面探讨了辽南地区中生代花岗岩类及元古宙变质岩的含金性及其与金成矿作用的关系。提出：

1．辽南地区中生代花岗岩类有两种不同成因类型：一种为印支期的深源花岗岩类，其岩石、地球化学特征相当于I型或同熔型花岗岩；另一种为燕山期花岗岩类，其岩石、地球化学特征相当于S型或陆壳改造型花岗岩。

2．辽南地区的一些主要金矿床如猫岭、限子等金矿床均为典型的岩浆热液型金矿床，其成因与印支期深源花岗岩类的中、小侵入体有关。

一、区域地质背景

（一）地层

研究区位于中朝准地台胶辽台隆之营口-宽甸台拱与复州台陷的交界部位，其范围包括营口-宽甸台拱的西半部和复州台陷的北半部。区内出露有太古宇鞍山群，下元古界辽河群和榆树砬子群，上元古界青白口系永宁组。此外，还零星出露有青白口系钓鱼台组，下侏罗统和白垩系。

1．鞍山群

包括城子坦组和茨沟组。城子坦组出露于新金县—庄河县一带，主要岩性为角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、黑云角闪二长片麻岩，中夹黑云变粒岩、浅粒岩、磁铁石英岩及薄层大理岩。茨沟组呈残体零星分布于大石桥东北部太古宙—早元古代混合岩中，岩石组合为斜长角闪岩、角闪片岩、绿泥角闪片岩、黑云变粒岩夹二云石英片岩、角闪变粒岩及磁铁石英岩。

2．下元古界辽河群

辽河群是区内分布最广的地层，由一套火山岩、火山沉积岩和海相碳酸盐-粘土岩、半粘土岩建造组成，曾经受过辽河造山旋回的绿片岩相-低角闪岩相的区域变质作用和多幕变形作用。它包括5个组，自下而上依次为浪子山组、里尔峪组、高家峪组、大石桥组和盖县组。

浪子山组出露于石棚峪东北部，呈北东向展布，岩石组合为砾岩、石英岩、二云片岩、石墨石榴二云片岩、二云石英片岩、绿泥绢云石英片岩、变粒岩及大理岩。

里尔峪组分布于石棚峪西部和东北部，营口县东部以及韩家岭岩体东部。岩石组合为浅粒岩、电气石变粒岩、黑云变粒岩、角闪透辉变粒岩、阳起透闪变粒岩夹白云石大理岩。

高家峪组见于石棚峪东北部，营口县东部至岫岩县王家堡子、哈达碑一带。在石棚峪一带，本组由二云片岩、石榴二云片岩、碳质板岩、钙质板岩、石墨透闪岩和大理岩组成；在营口县东部和岫岩境内，本组由黑云变粒岩、角闪黑云变粒岩、矽线黑云变粒岩、斜长角闪岩及石墨透闪变粒岩组成。

大石桥组见于大石桥至房身一带及营口县东部、海城南部以及岫岩西部地区。岩石组合为大理岩、透闪透辉岩、二云片岩、石榴二云片岩、矽线二云片岩、蓝晶十字二云片岩及各种变粒岩。

盖县组见于海城析木城、营口县黄土岭及盖县地区，是区内分布最广的地层。本组可划分两段，一段为二云片岩、十字（石榴石、矽线石、电气石）二云片岩夹石英岩、黑云片岩及石墨片岩；二段为二云片岩、千枚岩、板岩类变质石英砂岩及大理岩。

3．下元古界榆树砬子群

主要分布于赤山、猫岭一带，许屯、归州有零星分布，不整合于辽河群之上。主要为白色巨厚层石英岩，上部夹少量绢云千枚岩和含电气石二云石英片岩，许屯、归州一带相变为石英岩、砾岩、含砾千枚岩。

4．上元古界青白口系

青白口系可划分为二组，下部永宁组分布于步云山、老黑山、新开岭及永宁—松树一带，为中厚层—厚层变质长石砂岩，含砾长石石英砂岩，局部夹砾岩、板岩。上部钓鱼台组零星分布于大石桥、盖县北等地，为厚层石英砂岩、含砾石英砂岩、粉砂岩夹页岩和粉砂质页岩。

（二）侵入岩

区内侵入岩极为发育，其中中生代花岗岩类侵入体分布最广，其次有早、晚元古代侵入岩。

1．早元古代侵入岩

主要为闪长岩类，岩石类型有变质石英闪长岩、花岗闪长岩和闪辉黑云闪长岩。岩体通常呈岩株状，侵入于盖县组并被印支期岩体侵入。

2．晚元古代侵入岩

以花岗岩类为主，区内出露有何家岭、海龙川、牌坊店等岩体，它们呈岩株产出，侵入于辽河群和榆树砬子群，据同位素年龄测定，海龙川岩体为1300—1349 Ma（K-Ar年龄）、何家岭岩体为878.9—916Ma（K-Ar年龄），牌坊店岩体为880Ma（U-Pb年龄）。构成岩体的主要岩石类型有花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、黑云二长花岗岩、二长花岗岩及斑状花岗岩。

3．中生代侵入岩

中生代侵入岩是区内分布最广的岩石，主要为花岗岩类，闪长岩类及少量碱性岩。区内中生代侵入岩可进一步划分出两大期，即印支期和燕山期侵入岩。

印支期侵入岩主要为花岗岩类，其次为闪长岩类。花岗岩类侵入体呈岩株或岩基产出，构成岩体的岩石类型有黑云二长花岗岩、白云母二长花岗岩、二长花岗岩、黑云母花岗岩、石英二长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩等；闪长岩类侵入体呈北东向分布于万家岭、岫岩县城一带，岩体通常呈岩株状，主要岩石类型有闪长岩、石英闪长岩、黑云角闪二长闪长岩、石英二长闪长岩、黑云母石英二长闪长岩、辉石角闪石闪长岩等。

燕山期主要为花岗岩类侵入体和闪长岩类侵入体。岩体规模较印支期的小，但分布范围较广泛，多在印支期大侵入岩带内，受断裂构造控制明显，主要受北北东向、北东向以及北北东向和东西向构造复合部位控制。其中闪长岩类岩体呈岩株产出，岩性主要为中细粒石英闪长岩、黑云母角闪石英闪长岩；花岗岩类侵入体亦呈岩株产出，主要岩石类型有花岗岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、花岗闪长岩等。

区内中生代花岗岩类与金矿关系密切，区内现有的主要金矿床如猫岭金矿、隈子金矿等均位于印支期花岗岩类侵入体的内、外接触带。

（三）构造

1．褶皱构造

研究区褶皱构造复杂，可分为结晶基底褶皱和盖层褶皱。

（1）结晶基底褶皱构造：研究区结晶基底曾遭受多期构造旋回作用的相互叠加，所以结晶基底的褶皱构造形态极为复杂，存在不同方向的褶皱构造，其中最为强烈并且规模较大的为近东西向褶皱，本期褶皱形成时间较早，且为线性紧密褶皱，其中岩石的片理、片麻理走向多为东西向。区内近东西向褶皱由北而南有析木城复向斜，虎皮峪复背斜，盖县-岫岩复向斜，刘家屯向斜，华铜背斜及城子坦复背斜。除近东西向褶皱外，研究区结晶基底上还有北东向、北北东向褶皱构造，规模一般较小，区内属于此类褶皱构造的有老学堂背斜，八岔沟向斜，义尔岭向斜及卧龙泉背斜等。

（2）盖层褶皱构造：盖层褶皱构造不甚发育，有东西向褶皱（形成时间晚于结晶基底的东西向褶皱），北东向褶皱（形成时间与结晶基底的北东向褶皱相当，但晚于盖层的东西向褶皱）和南北向褶皱，后者形成时间最晚，且只发育在中生代盆地中。区内属于盖层东西向褶皱构造的有盖县城北的三块石向斜及步云山向斜；属于盖层北东向褶皱构造的有永宁向斜。

2．断裂构造

研究区断裂构造发育，以东西向和北东向-北北东向断裂构造最为发育且规模最大，其次为北西向断裂和南北向断裂。其中东西向、北东向和北西向断裂构造控制了区内不同时代的岩浆侵入活动，南北向断裂控制了区内中生代盆地的展布。

二、区域地球化学场特征及容矿变质岩系含金性

（一）区域地球化学场特征

根据采自研究区下元古界变质岩系、太古宙—早元古代混合岩、晚元古代混合岩、晚元古代和中生代侵入岩的320个原岩样品的分析结果，我们计算了Au、Ag、Cu、Pb、Zn等12种元素的平均含量。为了表示元素在各地质体中富集和贫乏的程度，我们还计算了地壳、全域、子区之间的浓度克拉克值（Nh）和丰度系数（Fb），计算结果见表1。

表 1 区域元素丰度特征表

Table 1 Abundance of some elements of Yingkou District

早元古宙变质岩地层元素丰度 (10^{-6})

元素			Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sb	Hg	Bi	As	Ni	Cr	Co
地壳丰度			0.004	0.08	63	12	94	0.6	0.089	0.004	2.2	8.9	110	25
全区域 (210)		$\bar{X}$	0.00119	0.070	22.54	16.80	72.55	0.58	0.014	0.28	6.46	20.64	66.77	8.60
		Nh	0.30	0.88	0.36	1.40	0.77	0.97	0.16	70.00	2.94	0.23	0.61	0.34
辽河群	浪子山组 (10)	$\bar{X}$	0.00210	0.077	35.69	20.79	60.76	0.06	0.012	0.39	0.79	7.95	29.75	4.80
		Fb	1.76	1.10	1.58	1.24	0.84	0.10	0.86	1.39	0.12	0.39	0.45	0.56
	里尔峪组 (20)	$\bar{X}$	0.00087	0.064	22.04	8.22	24.18	0.04	0.010	0.17	3.75	13.55	44.98	6.91
		Fb	0.73	0.91	0.98	0.49	0.33	0.07	0.71	0.61	0.58	0.66	0.67	0.80
	高家峪组 (20)	$\bar{X}$	0.00109	0.094	26.36	14.26	69.08	0.13	0.016	0.12	2.18	17.80	49.85	12.50
		Fb	0.92	1.34	1.17	0.85	0.95	0.22	1.14	0.43	0.34	0.86	0.75	1.45
	大石桥组 (20)	$\bar{X}$	0.00056	0.052	13.87	9.12	22.03	0.04	0.013	0.17	0.51	6.75	35.87	3.14
		Fb	0.47	0.74	0.62	0.54	0.30	0.07	0.93	0.61	0.08	0.33	0.54	0.37
	盖县组(130)	$\bar{X}$	0.00132	0.071	23.70	20.22	93.98	1.11	0.016	0.39	9.15	24.15	97.62	9.87
		Fb	1.11	1.01	1.05	1.20	1.30	1.91	1.14	1.39	1.42	1.17	1.46	1.15
榆树砬子组 (10)		$\bar{X}$	0.00076	0.061	5.04	6.09	10.49	0.06	0.006	0.14	2.91	10.65	33.24	3.93
		Fb	0.64	0.87	0.22	0.36	0.14	0.10	0.43	0.50	0.45	0.52	0.50	0.46

混合岩及侵入岩元素丰度 (10^{-6})

元素		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sb	Hg	Bi	As	Ni	Cr	Co
酸性岩丰度		*0.0045*	*0.05*	*20*	*20*	*60*	*0.26*	*0.08*	*0.01*	*1.5*	*8*	*25*	*5*
全区域 (110)	$\bar{X}$	0.00046	0.066	13.27	24.91	40.72	0.14	0.018	0.19	2.63	4.72	22.23	4.30
	Nh	0.10	1.32	0.66	1.25	0.68	0.54	0.23	19.00	1.75	0.59	0.89	0.86
太古宙—早元古代混合岩(10)	$\bar{X}$	0.00064	0.089	27.20	15.76	24.40	0.45		0.33	3.85			
	Fb	1.39	1.35	2.05	0.63	0.60	3.21		1.74	1.46			
晚元古代侵入岩(24)	$\bar{X}$	0.00025	0.050	3.56	25.29	25.05	0.20	0.026	0.29	4.83	1.45	8.66	1.98
	Fb	0.54	0.76	0.27	1.02	0.62	1.43	1.44	1.53	1.84	0.31	0.39	0.46
三叠纪侵入岩 (51)	$\bar{X}$	0.00035	0.060	14.49	25.91	49.31	0.15	0.012	0.15	1.70	4.13	17.79	4.12
	Fb	0.76	0.91	1.09	1.04	1.21	1.07	0.67	0.79	0.65	0.88	0.80	0.96
晚侏罗世侵入岩(17)	$\bar{X}$	0.00094	0.098	16.66	27.60	26.63	0.13	0.007	0.15	2.68	2.80	13.93	1.72
	Fb	2.04	1.48	1.26	1.11	0.65	0.93	0.39	0.79	1.02	0.59	0.63	0.40
早白垩世侵入岩(8)	$\bar{X}$	0.00050	0.062	9.97	23.05	83.25	0.03	0.016	0.06	0.26	11.78	58.89	8.20
	Fb	1.09	0.94	0.75	0.93	2.04	0.21	0.89	0.32	0.10	2.50	2.65	1.91

注：地壳丰度据黎彤 (1976)；酸性岩丰度据维诺格拉多夫 (1961)；$\bar{X}$——平均值；Nh——浓集克拉克值 $\left(\frac{\text{全域 } \bar{X}}{\text{地壳丰度}}\right)$；$Fb$——丰度系数 $\frac{\text{子区}\bar{X}}{\text{全域}\bar{X}}$；括号内数字为样品数

1．区域元素丰度特征

从表1可以看出，区内早元古代变质地层、混合岩及侵入岩中上述12种元素的平均含量与其在地壳及酸性岩中的丰度相比，其特点是均富Bi（Bi在变质地层中的Nb值为70，在混合岩、侵入岩中为19）；As、Pb均稍高于地壳及酸性岩（As在变质地层中的Nb值2.94，混合岩、侵入岩为2.63；Pb的Nb值，变质地层为1.40，混合岩、侵入相为1.25）；其它元素，除混合岩、侵入岩中的Ag稍高于酸性岩外，均为较贫乏元素。总的来说，研究区混合岩、侵入岩与变质地层的元素丰度特征近于一致。

2．早元古代地层元素丰度特征

从表1可以看出，尽管早元古代地层多数元素的全域丰度低于地壳丰度，但在全域元素低丰度的背景上，各子区（岩组）的元素丰度仍有如下规律：

辽河群浪子山组Au、Ag、Cu、Pb、Bi 5种元素的丰度系数＞1（Fb=1.10—1.76），其余元素贫乏，尤其是As，其Fb仅为0.12；高家峪组Au、Ag、Cu、Hg 4种元素的丰度系数接近于1或＞1（Fb=0.92—1.34），其余元素贫乏，其中As、Bi的Fb仅为0.34和0.43；盖县组所有元素的丰度系数皆大于1（Fb=1.01—1.91）；里尔峪组、大石桥组及榆树砬子群所分析元素的平均含量均低于全域丰度，它们的Fb均＜1（为0.07—0.98），且多数小于0.70。

就Au丰度而言，浪子山组最高（2.10×10^{-9}），其次为盖县组（1.32×10^{-9}），再次为高家峪组（1.09×10^{-9}）。这3个组均以云母质片岩、千枚岩为主夹变粒岩构成，表明粘土质、粉砂质粘土或含粘土砂质沉积物较易吸附Au和伴生元素，它们在区域低丰富度背景上相对较富集，可为区域金的成矿提供部分成矿物质。

3．区域混合岩及侵入岩元素丰度特征

研究区混合岩及侵入岩元素的全域丰度见表1。由该表可以看出，除Ag、Pb、Bi、As等元素的全域丰度高于维氏酸性岩丰度外，其余元素均低于维氏丰度值。并且，在全域低丰度的背景上，各子区的元素具有如下特征：

太古宙—早元古代混合岩中除Pb、Zn丰度较低外，Au、Ag、Cu、Sb、Bi、As均高于全域丰度，Fb值为1.39—3.21；晚元古代侵入岩中Pb、Sb、Hg、Bi、As高于全域丰度，Fb值为1.02—1.34，其余元素低于全域丰度，Fb值为0.27—0.76；印支期侵入岩中Cu、Pb、Zn、Sb稍高于全域丰度，Fb值为1.07—1.21，其余元素低于全域丰度，Fb值为0.65—0.96；燕山期侵入岩中Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Cr高于全域丰度，Fb值为1.05—1.73，其余元素低于全域丰度，Fb值为0.55—0.88。

（二）容矿变质岩系含金性

研究区容矿变质岩系主要为辽河群盖县组变质粘土质-粉砂质岩石和石英砂岩。区内的猫岭金矿床、黄家营子金矿床、王家崴子金矿床及丹东四道沟金矿床等均产于盖县组变质岩中。据130件样品的测定结果可以看出，该组岩石含金情况具有如下特点：

（1）全组岩石的金平均含量为1.32 PPb（表1），明显低于陆壳丰度值（4×10^{-9}，黎彤，1976），但相当于辽东台隆（基底）的Au丰度（1.30×10^{-9}，李星云，1987），而略高于营口-宽甸台拱（基底）及辽河群的Au丰度（0.9×10^{-9}，李星云，1987），亦高出研究区下元古界的Au丰度（1.19×10^{-9}，表1）。

（2）含金量分析结果的离散程度较大（样品分析值最小为0.2×10^{-9}，最大为98×

10^{-9}），变异系数为0.28—0.69。分析值与均值相比出现较多的点异常，其中一段碎屑岩有2个点异常，一段粘土岩有7个点异常，二段粘土岩有66个点异常。上述数字表明，点异常基本集中在粘土岩中，说明盖县组中存在着金元素的局部相对富集。

（3）盖县组岩石金平均含量高于沉积岩（1.10×10^{-9}，维纳格拉多夫，1962），其丰度系数大于1，因此总体看存在着弱富集特征，富集的层位和岩石为盖县组二段中的粘土页岩。

三、中生代花岗岩类特征及其含金性

营口地区花岗岩类岩石极为发育，出露面积达3710km²，其中中生代花岗岩出露面积3663km²，余者为晚古生代花岗岩类。区内中生代花岗岩根据其成岩年龄及岩石地球化学特征大致可分为两类，一类以猫岭、卧龙泉、旺兴仁、四张碌子等岩体为代表。它们以低的Rb/Sr比值及稀土元素分布模式不存在铕异常或只有极弱的正或负铕异常为特征。根据我们对猫岭岩体黑云母测定结果，该岩体的K-Ar年龄为207.8Ma，属印支期。结合区域上（辽南地区）花岗岩的年龄资料，我们将此类花岗岩侵入体归为印支期。另一类以大望海寨、汤家屯、郑家街等岩体为代表，此类花岗岩以较高的Rb/Sr比值以及稀土元素分布模式中存在中等程度的负铕异常为特征。据辽宁省区测一队资料，汤家屯岩体的锆石铀-铅年龄为150±0.3 Ma，属燕山期，结合区域上的花岗岩年龄资料，我们将此类花岗岩归为燕山期。

（一）印支期花岗岩类的岩石学及地球化学特征

研究区印支期花岗岩侵入体主要有卧龙泉岩体、猫岭岩体、四张碌子岩体、步云山岩体以及旺兴仁岩体等。现以卧龙泉和猫岭岩体为例论述其特征如下：

1．卧龙泉岩体

卧龙泉岩体为一复式岩基，由主体侵入相、附加侵入相和一些脉岩组成。岩体侵入于辽河群盖县组中，围岩为盖县组片岩、千枚岩及黑云变粒岩。已有资料表明，卧龙泉岩体具有如下岩石学和地球化学特点：

（1）岩体的岩石类型较单一。主体侵入相岩性主要为似斑状黑云二长花岗岩，其次为黑云花岗闪长岩，后者仅见于岩体边部的同化混染带上。附加侵入相为中细粒似斑状黑云二长花岗岩。上述岩石主要由石英、钾长石（微斜长石和条纹长石）、斜长石及黑云母组成。副矿物主要为榍石，其次为磷灰石、磁铁矿、磁黄铁矿等。

（2）岩石的SiO_2含量较低，为61.93%—67.4%，平均为65.16%，接近于中性岩和酸性岩SiO_2含量的分界值（65%），明显低于中国黑云母花岗岩（SiO_2含量为71.99%，据黎彤，1962），也低于查佩尔的I型和S型花岗岩（I型花岗岩SiO_2平均含量为69.17%，S型为70.27%）[1]。

（3）岩石中碱质组分含量高，（K_2O+Na_2O）含量为7.77%—8.57%，平均8.21%，高于中国黑云母花岗岩及I型和S型花岗岩。后三者的（K_2O+Na_2O）含量分别为7.23%，6.53%和6.37%，对照上述标准，卧龙泉岩体的富碱特点十分明显。

（4）岩石的碱质组分中K_2O含量高于Na_2O，Na_2O/K_2O值低。K_2O含量为4.87%—5.4%，平均5.06%，Na_2O/K_2O值为0.59—0.70，平均为0.62。

（5）FeO、MgO含量偏高，FeO含量为3.02%—5.11%，平均为4.0%；MgO含量为1.39%—1.70%，平均1.52%，均高于中国黑云母花岗岩、I型花岗岩和S型花岗岩，后三者的FeO含量分别为1.72%、2.29%、1.42%，MgO的含量分别为0.81%、1.42%、1.42%。对照上述标准可以看出，卧龙泉岩体具有明显的富FeO和MgO特点。

（6）岩石的黎特曼指数$\sigma=2.5—3.6$，平均3.1，在钙碱性系列岩石范围内（钙碱性系列岩石的σ值为1.8—3.3），表明卧龙泉岩体的岩石属钙碱性系列。

（7）*ANKC* 值〔$=Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$〕是反映岩石铝过饱和程度的重要参数。卧龙泉岩体岩石的*ANKC*值为0.94—1.18，平均1.07。据查佩尔等人研究[1]，I型花岗岩的*ANKC*值<1.1，S型花岗岩>1.1。卧龙泉岩体的*ANKC*值相当于I型花岗岩。

（8）岩石的稀土元素中轻稀土（铈族）含量明显高于重稀土(钇族)。主侵入相轻、重稀土总量比值Σ 5 LREE/(Σ 3 HREE+Y）值为14.9—16.1，平均15.4；附加侵入相Σ 5 LREE/(Σ 3 HREE+Y）值为12.7。表明岩体稀土分布特点是富铈型的。主侵入相和附加侵入相的稀土配分曲线均为较陡的向右倾斜的平滑曲线，不存在铕异常或只有极弱的负铕异常（图1），并且轻稀土部分曲线斜率大于重稀土部分。主侵入相δEu为0.75—0.86，平均0.81，$(La/Yb)_N$值为37.7—43.3，平均40.2，(La/Sm）值为5.61—6.02，平均5.84；附加侵入相$\delta Eu=1$，$(La/Yb)_N$值为2.37，$(La/Sm)_N$值为4.44。

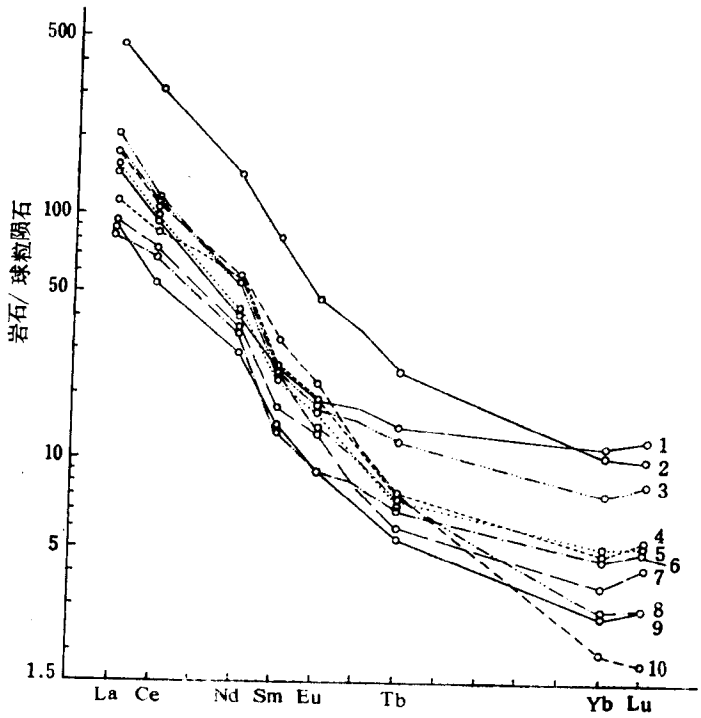

图1 营口地区印支期花岗岩类的稀土配分模式

Fig. 1 REE distribution patterns of Triassic and Early Jurassic granite in Yingkou District

1—塔岭岩体；2—卧龙泉岩体早期侵入相；3—卧龙泉岩体晚期侵入相；4—蓉花山岩体；5—猫岭岩体；6—歇马山岩体；7—步云山岩体；8—四张碾子岩体；9—寇半沟岩体；10—旺兴仁岩体

（9）岩体的微量元素特征为：

① Zr含量高，Zr/Hf值较大。岩体主侵入相Zr含量为325×10^{-6}—694×10^{-6}，平均461.5×10^{-6}；Zr/Hf值为45—72.7，平均54.1。附加侵入相Zr含量为241×10^{-6}，Zr/Hf值为40.6。据弗兰钠干（1973）[2]，花岗岩Zr含量为145×10^{-6}—300×10^{-6}，Zr/Hf值为25—40；与上述数值比较，卧龙泉岩体明显地具有高Zr、高Zr/Hf值的特点。

② Ta含量低，Nb/Ta值高。岩体主侵入相Nb含量为20.4×10^{-6}—22.1×10^{-6}，平均为21.5×10^{-6}，Ta为0.98×10^{-6}—1.25×10^{-6}，Nb/Ta值为17.6—21.7。平均为19；附加侵入相Nb含量为13.8ppm，Ta为0.67×10^{-6}，Nb/Ta值为20.6。据兰卡玛研究（1947）[2]，花岗岩Nb平均含量为21×10^{-6}，Ta为4.2×10^{-6}，Nb/Ta值为4.8。对照上述数值，卧龙泉岩体的低Ta、高Nb/Ta值非常明显。

③ As含量高。主体侵入相As含量为2.16×10^{-6}—9.03×10^{-6}，平均3.9×10^{-6}，附加侵入相As为2.51×10^{-6}，分别为酸性岩As丰度的2.6倍和1.7倍。

④ Rb/Sr比值低。主侵入相为0.17—0.22，平均0.20；附加侵入相为0.49。上述Rb/Sr比值相当于同熔型花岗岩，据徐克勤（1982）[3]，同熔型花岗岩Rb/Sr值平均为0.52。

⑤ Ba含量高。主体侵入相Ba含量为1640×10^{-6}—1950×10^{-6}，平均1790×10^{-6}。花岗岩类Ba的平均含量为830×10^{-6}（维纳格拉多夫，1962）[2]。前者为后者的2.15倍。附加侵入相Ba含量为994×10^{-6}，为花岗岩Ba平均含量为1.19倍。

2．猫岭岩体

猫岭岩体为一小岩株，呈椭圆状侵入于盖县组二段。岩体本身具矿化蚀变现象，石英多金属硫化物沿节理以细脉状出现。猫岭金矿床即位于岩体外围的盖县组中。岩体具有如下的岩石地球化学特征：

（1）岩体的岩性单一，除边部有时见有约10 cm宽的花岗闪长岩外，其余均为黑云二长花岗岩。

（2）岩石中碱质组分含量高。（Na_2O+K_2O）含量为8.22%—8.68%，平均8.4%，高于中国黑云母花岗岩和I型及S型花岗岩。碱质组分中K_2O含量明显高于Na_2O含量，Na_2O/K_2O值为0.51—0.65，平均0.58。

（3）FeO含量较高，为2.12—2.74%，平均2.38%，高于中国黑云母花岗岩。

（4）岩石的黎特曼指数为2.37—2.68，平均2.51，属钙碱性系列。

（5）岩石的$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$值为0.90—1.20，平均0.96，相当于I型花岗岩。

（6）稀土元素中轻稀土含量明显高于重稀土，Σ 5 LREE/Σ 3 HREE值为94.29—127.66，平均为110.99，Σ 5 LREE/(Σ 3 HREE+Y)值为11.7，表明稀土分布特点是富铈型的。稀土配分曲线为向右陡倾斜的平滑曲线（图1），$(La/Yb)_N=24.46$—34.78，平均29.05，只存在极微弱的负铕异常，$\delta Eu=0.81$—0.83，平均0.82。

（7）岩体的微量元素特征为：

① Nb、Ta含量低，Nb/Ta比值高。Nb含量为12.4×10^{-6}，Ta为1.17×10^{-6}—1.37×10^{-6}，平均1.24×10^{-6}，均低于花岗岩中Nb、Ta的平均含量；Nb/Ta值为10.6，显著高于花岗岩的平均Nb/Ta值。

② As含量高且变化范围大，为2.59×10^{-6}—59.4×10^{-6}，明显高于酸性岩As的平均

含量（1.5×10^{-6}）。

③ Rb/Sr值较低，为0.58—0.66，平均0.62，相当于同熔型花岗岩。

综上所述并结合其它岩体资料可以看出，区内印支期花岗岩类以岩性单一（主要为黑云二长花岗岩）、碱质组分高、低Ta、高As、Nb/Ta值高、Rb/Sr值低以及稀土元素分布模式不存在铕异常或只有极弱的正或负铕异常为特征。

（二）燕山期花岗岩类的岩石学及地球化学特征

区内属于燕山期侵入体的有大望海寨岩体、汤家屯岩体以及郑家街岩体等。这里，我们以大望海寨和汤家屯岩体为例来讨论本期花岗岩类的特征。

1．大望海寨岩体

大望海寨岩体呈岩株产出，为一复式岩体，由早期侵入相和晚期侵入相组成。岩体侵入于盖县组一段黑云母片岩及千枚岩中。研究表明，岩体具有如下特征：

（1）岩性单一，早期侵入相与晚期侵入相均由二长花岗岩组成。

（2）岩石的SiO_2含量较高，早期侵入相SiO_2含量为75.24%，晚期侵入相为76.04%，均高于中国黑云母花岗岩；

（3）岩石的Al_2O_3含量偏低，早期侵入相Al_2O_3含量为12.53%，晚期侵入相为12.92%，均低于中国黑云母花岗岩，也低于I型和S型花岗岩。

（4）FeO、MgO含量偏低。早期侵入相FeO、MgO含量分别为1.58%和0.60%；晚期侵入期分别为1.30%和0.21%，均低于中国黑云母花岗岩、I型花岗岩和S型花岗岩。

（5）碱质组分含量高。早期侵入相（Na_2O+K_2O）含量为8.26%，晚期侵入相为8.22%，均高于中国黑云母花岗岩，也高于I型和S型花岗岩。

（6）稀土元素中轻稀土含量高于重稀土。早期侵入相Σ 5 LREE/Σ 3 HREE为50.15，晚期侵入相为29.14，它们的稀土配分曲线均向右倾斜，且存在中等程度的负铕异常，在稀土配分曲线上出现有“V”字型铕异常低谷（图2），早期侵入相δEu值为0.56，晚期侵入相为0.41。

（7）微量元素特征为：

① 铁族元素特别是Co和Cr含量明显低于花岗岩中Co、Cr的平均含量。早期侵入相Co、Cr含量分别为1.76×10^{-6}和6.38×10^{-6}，晚期侵入相为1.50×10^{-6}和5.95×10^{-6}，而花岗岩Co平均含量为5×10^{-6}，Cr为25×10^{-6}。

② As、Sb、Hf、Se含量高，明显高于花岗岩类的平均值。早期侵入相As含量为1.92×10^{-6}，Sb为5.13×10^{-6}，Hf为2.6×10^{-6}，晚期侵入相As为80.3×10^{-6}，Sb为7.23×10^{-6}，Hf为4.68×10^{-6}，Se为4.50×10^{-6}，而花岗岩类上述元素的丰度依次为1.5×10^{-6}、0.26×10^{-6}、1×10^{-6}和0.05×10^{-6}（维诺格拉多夫，1962）[2]。

③ Ba、Sr含量低，早期侵入相Ba含量为176ppm，Sr为94.6×10^{-6}，晚期侵入相Ba含量为156×10^{-6}，Sr未检测出，明显低于Ba、Sr在花岗岩中的丰度，据维纳格拉多夫，花岗岩Ba丰度为830×10^{-6}，Sr为300×10^{-6}。

④ Rb/Sr值大，早、晚侵入相的Rb/Sr值均$\geq$1.64。

⑤ Ta含量低，Nb/Ta值高。早期侵入相Ta含量为0.78×10^{-6}，晚期侵入相为1.73×10^{-6}，低于花岗岩Ta平均含量。早期侵入相Nb/Ta值为17.95，晚期侵入相为15.49，明显高于花岗岩的平均Nb/Ta值。

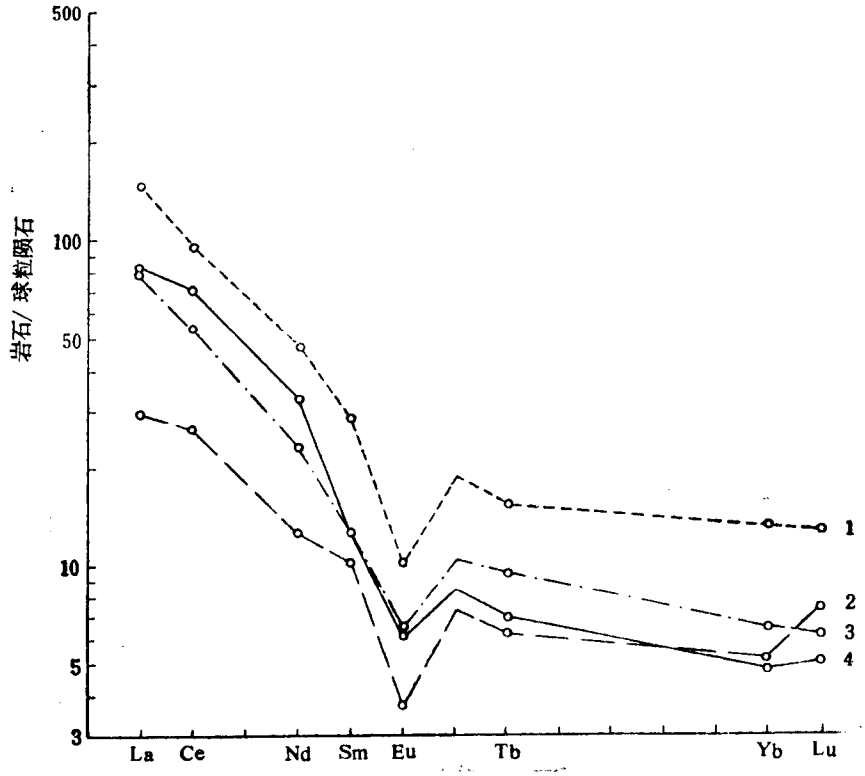

图 2 营口地区燕山期花岗岩类的稀土配分模式

Fig. 2 REE distribution patterns of Middle Jurassic and Cretaceous granite in Yingkou district

1—郑家街岩体；2—大望海寨岩体早期侵入相；3—大望海寨岩体晚期侵入相；4—汤家屯岩体

2．汤家屯岩体

汤家屯岩体为一岩株，侵入于青白口系永宁组及印支期花岗闪长岩。该岩体具有如下特征：

（1）岩性单一，为红色粗粒二长花岗岩。

（2）SiO_2含量高，为76.8%—79.2%，高于中国黑云母花岗岩、I型花岗岩和S型花岗岩。

（3）MgO、FeO含量偏低，MgO含量为1.12%—1.26%，FeO含量为0.27%—0.34%，均低于I型、S型花岗岩及中国黑云母花岗岩。

（4）CaO含量低，为0.15%—0.21%，明显低于I型、S型和中国黑云母花岗岩。

（5）岩石的*ANKC*值为1.10—1.11。相当于S型(或陆壳改造型)花岗岩。

（6）稀土元素中轻稀土含量高于重稀土，$\Sigma 5LREE/\Sigma 3HREE = 50.15—80.63$，稀土配分曲线为向右倾斜的曲线（图2），并且存在中等程度的负铕异常，$\delta Eu = 0.53$。

（7）微量元素特征为

① Rb、Cs含量低。Rb为165×10^{-6}，Cs为0.88×10^{-6}，明显低于Rb、Cs在花岗岩中的平均含量（花岗岩中Rb平均含量为257×10^{-6}，Cs为7.47ppm）。

② Nb、Ta含量低，但Nb/Ta值高。Nb含量为8.7×10^{-6}，Ta为0.66×10^{-6}，明显

低于花岗岩类Nb、Ta平均含量；Nb/Ta值为13.8，显著高于花岗岩类的平均Nb/Ta值。

③ Ba含量低，为251×10^{-6}，明显低于花岗岩的平均Ba含量（830×10^{-6}，维纳格拉多夫，1962）。

④ Rb/Sr比值高，为1.78，相当于同熔型花岗岩。

⑤ As含量高，为103×10^{-6}，大大高于酸性岩中As的丰度。

综上所述可以看出，区内燕山期花岗岩类以SiO_2、碱质组分〔(Na_2O+K_2O)〕含量高，低FeO、MgO，低Ta，高As，Rb/Sr值低，Nb/Ta值高及稀土元素分布模式存在中等程度负铕异常为特征。

（三）印支期和燕山期花岗岩类特征对比

从前述具体岩体特征中不难看出，区内印支期和燕山期花岗岩类的岩石化学和地球化学特征有着明显的差别。为了便于比较，现将其特征差别列于表2。从表2可以看出：

表 2 营口地区两种不同期花岗岩类的岩石化学和地球化学特征对比

Table 2 Comparison of petrochemical and geochemical characteristic of two kinds of the Mesozoic granite in Yingkou district

	成分	印支期	燕山期
含量	SiO_2(%)	61.93—71.75	72.04—79.20
	TiO_2(%)	0.23—1.58	0.05—0.54 多数<0.20
	MgO(%)	0.32—1.70 多数>0.44	0.21—0.60 多数<0.20
	FeO(%)	1.23—5.11 多数>1.5	0.88—1.74 多数<1.5
	CaO(%)	1.07—3.04 多数>1.13	0.15—1.73 多数<1.13
	(Na_2O+K_2O)(%)	7.71—9.56 多数>8.20	7.43—8.50 多数<8.20
	Ba($\times10^{-6}$)	605—1730 多数>700	251—611
	Sr($\times10^{-6}$)	247—1010	0—97.5
Rb/Sr		0.17—0.68	1.64—2.4
稀土分布模式		不存在铕异常或具极弱的正或负铕异常 $\delta Eu=0.75—1.10$	有中等程度的负铕异常 $\delta Eu=0.42—0.56$

（1）印支期花岗岩类岩石的酸性程度低于燕山期花岗岩类岩石。印支期花岗岩类岩石的SiO_2含量范围为61.93%—71.75%，燕山期为72.04%—79.20%，前者的SiO_2含量明显低于后者。

（2）印支期花岗岩类岩的TiO_2含量明显高于燕山期花岗岩类岩石。前者TiO_2含量变化于0.23%—1.58%之间。后者TiO_2含量变化于0.05%—0.54%之间，并且多数<0.20%。

（3）印支期花岗岩类岩石MgO、FeO含量明显高于燕山期花岗岩类岩石，前者MgO含量为0.32%—1.7%，且多数>0.44%；FeO含量为1.23%—5.11%，且多数>1.5%。后者MgO含量为0.21%—0.60%，多数<0.44%；FeO为0.88%—1.74%，多数<1.5%。

（4）印支期花岗岩类岩石碱质组分含量高于燕山期花岗岩类，前者（Na_2O+K_2O）含量为7.71%—9.56%，且多数>8.20%；后者（Na_2O+K_2O）含量为7.43%—8.50%，且多数<8.20%。

（5）印支期花岗岩类岩石的CaO含量较燕山期花岗岩高。印支期花岗岩类CaO含量为1.07%—3.04%，且多数>1.13%，燕山期花岗岩类为0.15—1.73%，且多数<1.13%。

（6）印支期花岗岩类岩石Ba、Sr含量明显高于燕山期，前者Ba含量为605×10^{-6}—1730×10^{-6}，多数>700×10^{-6}，Sr含量为247×10^{-6}—1010×10^{-6}，后者Ba含量为251×10^{-6}—611×10^{-6}，Sr为0×10^{-6}—97.5×10^{-6}。

（7）印支期花岗岩类的Rb/Sr比值较燕山期花岗岩类低，前者Rb/Sr值为0.17—0.68，后者为1.64—2.4乃至无穷大。

（8）两期花岗岩类的稀土分布模式有明显差异。印支期花岗岩分布模式不存在铕异常或只具有极微弱的正或负铕异常，$\delta Eu=0.75$—1.10；燕山期花岗岩类稀土分布模式存在中等程度的负铕异常，$\delta Eu=0.42$—0.56（图1和图2）。

上述两期花岗岩类岩石化学、地球化学特征上的明显差异表明，它们的岩浆来源可能不同，也就是说它们的成因可能不同。印支期花岗岩类的岩浆相对地可能来自更深的源区。

（四）花岗岩类岩石的成因

1．印支期花岗岩类的成因

区内印支期花岗岩类据其岩石化学、地球化学特征，可以认为其成因类型属于深源的、I型（或同熔型）系列花岗岩。因为：

（1）在本期花岗岩类岩石的副矿物中通常见有榍石、磁铁矿。造岩矿物中有时发育角闪石。如卧龙泉岩体、四张碌子岩体岩石的副矿物中都发育有大量榍石，且都见有磁铁矿；在塔岭岩体和四张碌子岩体的岩石中普遍见有角闪石。据查佩尔和怀特研究，I型花岗岩以普遍存在角闪石、榍石及磁铁矿为特征，S型花岗岩以普遍存在白云母、独居石、堇青石、石榴石以及钛铁矿为特征。本区印支期花岗岩类岩石中未发现有S型花岗岩的特征矿物，相反地I型花岗岩的特征矿物发育较为普遍。由此可见本期花岗岩的矿物特征相当于I型花岗岩。

（2）本期花岗岩类岩石的CIPW标准矿物刚玉分子含量平均为0.305%—0.815%，相当于I型花岗岩。据查佩尔和怀特研究，I型花岗岩标准矿物刚玉分子含量<1%，而S型>1%。

（3）本期花岗岩类的$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$值（分子比值）平均为0.96—1.07，相当于I型花岗岩。据查佩尔和怀特研究，I型花岗岩的上述比值<1.1，而S型花岗岩>1.1。

（4）本期花岗岩类的Rb/Sr比值平均变化范围为0.17—0.68，据徐克勤等研究，华南地区同熔型花岗岩的Rb/Sr值<1，平均为0.52，而陆壳改造型花岗岩 Rb/Sr值>1，平均为5.77。从Rb/Sr值来看，本期花岗岩相当于同熔型（或 I 型）。

（5）本期花岗岩类岩石的稀土配分曲线皆为向右陡倾斜的平滑曲线（图1），无铕异常或只具极微弱的正或负铕异常，δEu值变化范围为0.75—1.10，平均变化范围为 0.81—0.99。上述稀土分布特征相当于同熔型花岗岩。

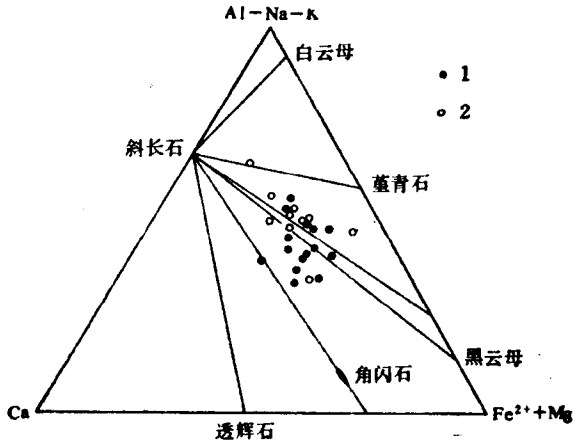

图 3　营口地区印支期与燕山期花岗岩的（Al－Na－K)-Ca-(Mg＋Fe^{2+})图

1—印支期花岗岩类；2—燕山期花岗岩类

Fig. 3　(Al－Na－K)-Ca-(Mg＋Fe^{2+}) diagram for two kinds of the Mesozoic granite in Yingkou District

（6）在（Al－Na－K）-Ca-(Mg＋Fe^{2+}）图上，本期花岗岩类岩石化学成分投影点大多落在斜长石-黑云母-角闪石及斜长石-单斜辉石-角闪石组合内（图3），据徐克勤等研究[3]，同熔型系列花岗岩成分投影点一般落在上述两矿物组合内，而陆壳改造型花岗岩一般聚集在斜长石-黑云母-堇青石（或白云母）组合内。据此可以认为，本期花岗岩属于同熔型（或 I 型）系列花岗岩。

2．燕山期花岗岩类的成因

根据大望海寨、郑家街、汤家屯等 3 个燕山期岩体的主元素、微量元素和稀土元素分析结果所得到的岩石化学、地球化学特征参数，可以看出本期花岗岩类具有如下特点：

（1）Rb/Sr值高，为1.64—2.4 乃至无穷大，高于同熔型花岗岩而与陆壳改造型花岗岩相当。

（2）稀土分布模式具有中等程度的负铕异常，稀土配分曲线为向右倾斜的曲线且具有“V”字形铕异常低谷（图2），δEu＝0.41—0.56，相当于陆壳改造型（或 S 型）花岗岩。

（3）岩石的Na_2O/K_2O值较低，其中汤家屯岩体为0.52，郑家街岩体为 0.72—0.88，相当于陆壳改造型花岗岩。大望海寨岩体为 0.80—1.02，处于同熔型和陆壳改造型的Na_2O/K_2O值的重叠区内。据徐克勤等研究，同熔型花岗岩的Na_2O/K_2O值为0.78—1.25，陆壳改造型花岗岩为0.40—1.27。

（4）$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ 值是反映岩石铝饱和程度的重要岩石化学参数，

本期花岗岩中的汤家屯岩体 $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ 值为 1.1，郑家街岩体为 1.05—1.07，大望海寨岩体为0.96—1.04。据查佩尔和怀特等人研究，I 型花岗岩 $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ 值小于1.1，S 型花岗岩大于1.1；而据徐克勤等研究[3]，华南同熔型花岗岩该比值＜1，陆壳改造型＞1。由此可见，汤家屯岩体和郑家街岩体的 $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$值大致相当于S 型(或陆壳改造型)花岗岩，而大望海寨岩体则界于两者之间。

（5）普遍出现有CIPW 标准矿物刚玉分子，其中汤家屯岩体标准矿物刚玉分子含量为0.92%，大致相当于 I 型花岗岩，而郑家街岩体刚玉分子含量为0.61%—1.22%，大望海寨岩体为0%—1.63%，均处于 I 型和 S 型花岗岩的标准矿物刚玉分子含量边界值附近。

（6）Na_2O 含量除汤家屯岩体较低外，郑家街岩体和大望海寨岩体均较高。郑家街岩体Na_2O 含量为 3.46%—3.77%，大望海寨岩体为 3.68%—4.16%，均相当于 I 型花岗岩，但汤家屯岩体为2.55%，相当于 S 型花岗岩。

从上述各岩体的岩石化学和地球化学特征参数可以看出，汤家屯岩体应属于 S 型（或陆壳改造型）花岗岩系列。郑家街和大望海寨岩体的某些特征参数处于 I 型和 S 型花岗岩之间，但考虑到它们的稀土分布模式和Rb/Sr 值与汤家屯岩体的一样，都具有典型的 S 型（或陆壳改造型）花岗岩的特征，所以我们认为郑家街岩体和大望海寨岩体基本上属于 S 型花岗岩系列。因此可以认为，区内燕山期花岗岩的成因类型基本上属于 S 型（或陆壳改造型）花岗岩。

（五）中生代花岗岩类的含金性

花岗岩类本身的金丰度与金成矿的关系及其对找金的意义，历来存在两种截然不同的意见。一种意见认为金丰度高的花岗岩体对金矿成矿有利，在金矿形成过程中它可以提供较多的金成矿物质，因此金丰度高的花岗岩体对找金较有远景；另一种意见则相反，认为金丰度低的花岗岩对金矿的形成及找金有利。花岗岩体金丰度低反映了其中的金在岩体形成演化过程中已迁移进入热液并形成金矿床了。我们认为，如果不考虑具体的地质情况，单纯从金丰度高低来讨论金矿床的形成及找金的有利与否是毫无意义的。因此，必须结合具体的地质情况进行具体的分析才行。现将区内印支期和燕山期花岗岩体的含金量分析结果列于表 3 。含金量是由仪器中子活化法测定的。根据前述的表1和表3我们可以看出：

（1）在同一岩体中金的分布是不均匀的，金在岩体中的这种分布不均一性可能表明它是以独立金矿物形式出现而不是以类质同像方式赋存于造岩矿物中的。

（2）当岩体存在有早期侵入相和晚期侵入相岩石时，金明显富集于晚期侵入相。如卧龙泉岩体，早期侵入相岩石未检测出金，而晚期侵入相金含量为15×10^{-9}；大望海寨岩体早期侵入相岩石亦未检测出金，而晚期侵入相岩石金含量为17×10^{-9}。

（3）不同岩体含金量差别大。如郑家街岩体未检测出金，而大望海寨岩体的晚期侵入相和汤家屯岩体的金含量分别为17×10^{-9}和18×10^{-9}。

（4）区内印支期花岗岩类的平均金含量为0.35×10^{-9}，燕山期花岗岩类为0.80×10^{-9}，后者高于前者。但区内较重要的金矿床如猫岭金矿、黄家营子金矿、限子金矿及王家崴子金矿等均产出在猫岭、塔岭、卧龙泉等印支期 I 型（或同熔型）花岗岩体的内、外接触带上，而与燕山期 S 型花岗岩有关的只有金矿点和金矿化点。鉴于上述的具体地质情况，我们认为本区金的成矿作用主要与印支期的、深源的 I 型（或同熔型）花岗岩的岩浆活动有关。

表 3　辽南中生代花岗岩Au含量

Table 3　Gold abundance of Mesozoic granite in Yingkou district

时　代	岩体名称	侵 入 相	样品数	Au 含量 (10^{-9})
印支期	猫　岭		4	0—14.2
	卧龙泉	早期（主）	4	0
		晚期（附加）	1	15
	四张碾子		2	0
	旺兴仁		1	16.3
	塔　岭		1	0
	歇马山		2	7—21
	步云山		1	51
燕山期	郑家街		1	0
	汤家屯		1	18
	大望海寨	早　期	1	0
		晚　期	1	17

测试单位：中国科学院高能物理研究所核技术应用部

四、金矿地质

根据金矿床的围岩性质及其产出地质特征，我们将区内金矿床分成下列 4 种主要类型：

（1）围岩为太古宇鞍山群变质岩系（石英角闪石、石英角闪片岩和片麻岩类）及混合岩的金矿床（点）。这一类金矿床（点）较少，主要分布在大石桥—分水一带。

（2）围岩为下元古界辽河群变质岩系的金矿床（点）。这类金矿床为区内最主要的金矿类型，它可以进一步分为：①围岩为辽河群盖县组即绢云石英千枚岩、二云母片岩、石英砂岩的金矿床；②围岩为辽河群大石桥组透闪石大理岩和变粒岩的金矿床；③围岩为辽河群里尔峪组的金矿床。上述 3 种亚类金矿床中以围岩为盖县组岩石的金矿最为重要。

（3）赋存于中生代斑状、似斑状黑云母二长花岗岩与元古宇辽河群盖县组变质岩系接触带内的金矿床，本类金矿主要分布于盖县东南部及岫岩至庄河一带。

（4）赋存于中生代斑状、似斑状黑云母二长花岗岩中的金矿床，这类金矿床主要分布于岫岩县与庄河县之间地带。

我们选择了有代表性的两个具体金矿床（点）予以详细研究。

（一）金矿床地质特征简述

1．猫岭金矿床

（1）矿区地层及岩浆岩：矿区出露地层为下元古界辽河群盖县组二段和榆树砬子群（图4）。盖县组二段是直接的赋矿围岩，岩性为灰黑色绢云千枚岩、灰色黄褐色绿泥绢云千枚岩、石英绢云千枚岩夹薄层状灰色变质石英砂岩和长石石英砂岩。这套岩石是由原始粘土质岩建造遭受绿片岩相区域变质作用后形成的变质岩，片理发育，片理产状由矿区北