

中国玉石矿床

4.1 矿床成因分类

据《山海经》记载，中国产玉的地点有两百多处。随着历代开采和用玉的进展，一些玉矿已被采完，其具体的矿床产地都难以准确确定，如陕西蓝田玉；一些历史上的产地被重新发现或重新受到当代人重视，如江苏梅岭玉（钟华邦，2002）。随着科学技术的进步，越来越多的玉石矿床被发现，玉石矿床的产地也越来越多。按照能量来源和演化历程，形成玉石矿床的地质作用分为内生作用、外生作用和变质作用三大类。相应也可将中国玉石矿床分成内生成因矿床、变质成因矿床和外生成因矿床三大类（见表 4-1-1）。

表 4-1-1 中国玉石矿床的成因分类及代表产地

一级分类	二级分类	三级分类	玉石种类实例	代表产地
内生成因矿床	岩浆矿床	蚀变花岗岩型	水草翠玉	陕西安康
		基性杂岩型	独山玉	河南南阳
	伟晶岩矿床	晶洞伟晶岩型	丁香紫玉	新疆、云南、四川等
			芙蓉玉	新疆、湖南、内蒙等
	火山矿床	杏仁玻基粗面岩型	梅花玉	河南汝阳
		球泡状玻基流纹岩型	桃花玉	广东平远
		巨斑安山岩型	瓜子玉	
		含黄铁矿无斑安山岩型	金星玉	
		含铁质火山岩型	羊肝石	新疆、北京等
	风化矿床	含氧盐型	绿松石	湖北、陕西、河南等
			孔雀石	广东、湖北等
		石英质型	玛瑙	陕西、内蒙、辽宁等
			欧泊	陕西
外生矿床矿床	沉积矿床	古代沉积型	菊花石	陕西、湖南等
			石灰岩	江苏、云南等
			密腊黄玉	新疆、山东、湖南等
		现代沉积型	陨石	广东、广西、海南等
	生物矿床		珊瑚	台湾、南沙
			琥珀	辽宁、河南等
			煤玉	辽宁、山西、贵州等
变质成因矿床	接触变质矿床	镁质矽卡岩型	软玉	新疆、青海、江苏等
		锰质矽卡岩型	京粉翠	北京、四川等
	区域变质矿床		软玉	岫岩
	混合岩化矿床		花岗岩（混合岩）	全国各地
	动力变质矿床		翡翠	缅甸

4.1.1 内生成因矿床

内生成因矿床是指与岩浆活动相关地质作用密切相关矿床类型。岩浆是起源于地下深处成分复杂的熔融体，其中含量最多的是 Fe、Ca、Na、K、Mg、Al 等的硅酸盐熔体，其含量约占岩浆的 90%，其次为挥发组分，主要是 H₂O、CO₂、H₂S、Cl、F、B 及其化合物，它们在高温下以气体状态存在，其含量占岩浆总量的 8-9%。含量最少的是各种微量元素，总共约占岩浆的 1-2%。不同地区、不同时期和不同成因的岩浆，成分常有差异。岩浆活动的演化大致可分为下列几个阶段：

1、岩浆作用阶段

当岩浆在地下逐渐冷却时，首先结晶析出的是含量大、结晶温度高的矿物，如橄榄石、辉石、角闪石、长石、云母及石英等，这些矿物组成各种侵入岩。由于化学成分不同，侵入岩又可分为超基性岩、基性岩、中性岩和酸性岩等几大类，每类侵入岩的矿物组合明显不同。在岩浆作用阶段形成的矿床称为岩浆矿床，典型的岩浆玉石矿床有花岗岩矿床、水草翠玉矿床和独山玉矿床等。

2、伟晶岩浆作用阶段

随着岩浆作用中硅酸盐大量析出，岩浆中的挥发组分相对增加，如果有适当的外部条件，使挥发性组分不致迅速逸出，即可形成富含挥发组分的所谓的“伟晶岩浆”。岩浆在这种特殊的条件下形成矿物或岩石的作用称为伟晶作用。伟晶作用往往在岩体顶部或围岩的裂隙中进行，其矿物集合体称为伟晶岩。在伟晶岩作用阶段形成的矿床称为伟晶岩矿床，典型的伟晶岩浆玉石矿床有丁香紫玉矿床、水晶矿床等。

3、火山作用阶段

地下深处的岩浆直接喷溢到地表后迅速冷凝的地质作用，称火山作用。火山作用是岩浆演化的一种特殊方式，而不是岩浆活动的最晚阶段。火山作用形成各种火山岩，从超基性、基性到中性、酸性、碱性都有。其主要矿物组与相应的各类岩浆岩基本一致。由火山作用形成的矿床称为火山矿床，典型的火山成因玉石矿床有梅花玉矿床、桃花玉矿床、瓜子玉矿床、金星玉矿床和羊肝石矿床等。

4.1.2 外生成因矿床

外生成因矿床主要与风化作用、沉积作用和生物作用相关。

1、风化作用

是在常温、常压下进行的，包括物理风化和化学风化两种类型。物理风化只把矿物破碎而不形成新矿物；化学风化作用则使矿物破坏，其组分转入溶液或改造为新矿物。由风化作用形成的矿床称为风化矿床，典型的风化成因（包括风化淋滤成因）玉石矿床有风棱石矿床、绿松石矿床、欧泊矿床、孔雀石矿床等。

2、沉积作用

风化作用形成的产物（包括机械破碎物和化学溶液）都将被流水搬运，当流水的营力发生变化，就将在适当的地方（河、湖、海等）发生沉积作用。由沉积作用形成的矿床称为沉积矿床，典型的沉积成因玉石矿床有太湖石矿床、翡翠仔料矿床、山流水矿床、和田玉仔料矿床、山流水矿床等。

3、生物作用

生物作用形成的矿床与生物活动直接或间接相关，所形成的玉石矿床较为广泛，典型的生物玉石矿床有珊瑚、煤玉矿床、琥珀矿床、生物化石等。

4.1.3 变质成因矿床

按照引起变质的地质条件和主导因素，以及所产生的岩石和矿物的不同，可将变质作用分为接触变质、区域变质、动力变质和混合岩化等四种类型。

1、接触变质作用

发生在火成岩体与围岩之间的接触带上，并主要由温度和挥发性物质所引起的变质作用称为接触变质作用。接触变质所需的温度较高，一般为 300–800℃，有时可达 1000℃；所需的静压力较低，仅在 10^8Pa – $3 \times 10^8\text{Pa}$ 之间。由接触变质作用形成的矿床称为接触变质矿床，这种类型的玉石矿床典型的有软玉矿床、京粉翠矿床等。

2、区域变质作用

在广大的区域范围内，已经形成的岩石因受区域构造变动产生的高温、高压以及化学活动性流体等多因素影响而引起的变质作用称为区域变质作用。区域变质作用影响的范围可达数万 km^2 ，影响深度可达 20km。温度 200–800℃，压力 10^8Pa – $14 \times 10^8\text{Pa}$ 。在区域变质作用中形成的矿床称为区域变质矿床，这种类型的玉石矿床典型的有软玉矿床、岫玉矿床等。

3、混合岩化作用

在区域变质作用的基础上，由于深部上升的流体或由于岩石部分熔融所产生的“混浆”，与不同类型的原岩经过一系列相互作用，如渗透、注入、交代、结晶和重熔等，而形成新的岩石地质作用称为混合岩

化作用，由混合岩化作用形成的矿床称混合岩化矿床，这种类型的玉石矿床典型的有花岗岩（混合岩）矿床、观赏石矿床等。

4、动力变质作用

其形成与地壳发生断裂有关，因此往往出现在断裂带两侧。在地壳的上层，表现为岩石的破碎，形成构造角砾岩等，在地壳的较深层位，因具备较高温度和静压力等条件，能发生矿物的塑性变形、重结晶以及出现新矿物，形成糜棱岩等。由动力变质作用形成的矿床称为动力变质矿床，这种类型的玉石矿床典型的有翡翠矿床、观赏石矿床等。

4.2 软玉矿床

4.2.1 主要产地

1、我国的软玉矿床产地

新疆和田、且末等地区过去一直是我国软玉矿床的著名产地。此外，据中国古籍资料记载，软玉的产地还有陕西蓝田（《证类本草》）、四川汶川县（《后汉书·郡国志四》）、江苏溧水县（《钦定大清一统志》）等。近十多年来，软玉矿床的发现又有较大突破，新发现的软玉矿床产地有青海昆仑山、台湾花莲、四川龙溪、江苏小梅岭、辽宁岫岩等，其它如福建、江西也有软玉矿床的新发现（李玉加等，2003；廖宗廷等，2003）。

2、国外产地

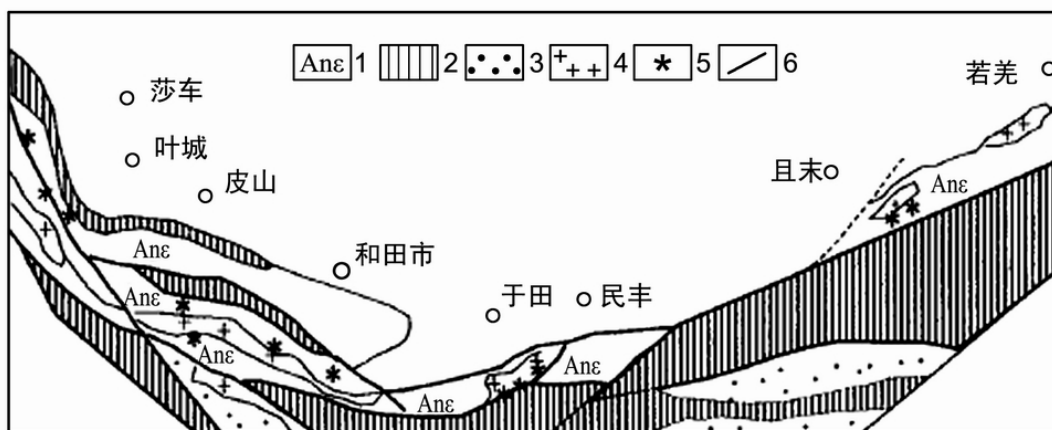
国外产软玉矿床的国家较多，重要的产出国俄罗斯、澳大利亚、加拿大、新西兰、印度、意大利等。以俄罗斯软玉的质量最好，产量也较大，并已较大规模进入我国市场。

4.2.2 我国主要产地的软玉矿床

1、新疆软玉矿床

我国软玉矿床最著名的是新疆和田及周围邻近地区。“万方乐奏有于田”、“天下美玉出和田”……，光彩照人的和田玉远在 7000 多年前即被当时先民发现、利用，并传入我国中原地区。和田玉作为友谊的桥梁和团结的象征照耀着历史长河，周穆王亲自到昆仑山采玉，西王母曾三赴中原献玉，这些都是有文字记载的历史事实，历史考证表明，远在丝绸之路以前，在中原到西北边陲之间就存在玉石之路，“玉门关”就是玉石之路上的一个重要的驿站。自玉门关往西，玉石之路分为南北两条，北路由和田经莎车、喀什、库车、吐鲁番、哈密到玉门关，南路则由和田到且末、若羌、楼兰到玉门关。玉石之路直到清朝还异常繁忙，仅公元 1762-1790 年，清朝曾先后多次在莎车开采玉料、玉册达 800 片，玉印材料 50 方，重 3 万 kg 以上（宋建中，1996）。现存北京故宫的“大禹治水玉山子”，采自新疆的密尔岱山，这块重达万余公斤的玉石沿玉石之路，是几百匹马、几千人用了数年时间才最终运抵京城的。

和田玉分布于塔里木盆地之南的昆仑山—阿尔金山地区，和田玉成矿带断续绵延长达 1100 多 km，在高山之上分布着和田玉的原生矿床及矿点（图 4-2-1）。



1. 前寒武系；2. 古生界；3. 中生界；4. 中酸性侵入岩；5. 和田玉原生矿床；6. 断裂带

图 4-2-1 和田玉原生矿床分布略图（据唐延龄等，1994）

（1）昆仑山产区：是中国软玉的主要产地，东起且末，西至塔什库尔干，在长达 1200km 的昆仑山麓以及相关各条河流的河床中，已发现软玉矿体和矿点 20 多处，但整个昆仑山产的软玉矿的可分为三个矿区。

和田-于田矿区：该矿区产有白玉、青玉和青白玉。主要矿体有四处，皮山县二处，和田一处，于田县一处，该矿区所产的软玉质量较高。

且末矿区：该矿区也主要产白玉、青玉和青白玉，质量同和田-于田矿区。主要矿床已知有三处，均分布于且末县境内。

莎车-塔什库尔干矿区：所产软玉以青玉为主，也有少量白玉。矿床主要分布在莎车县和北塔什库尔干县内。该矿区是我国古代采玉的重要场所，大块玉料大都产于该矿区。

（2）天山产区：该区产的软玉为碧玉，因具体产地在玛纳斯县境内，故又有“玛纳斯碧玉”之称。

（3）阿尔金山产区：产于阿尔金山地区的软玉今天称为“金山玉”，该产区所产的软玉除少量青玉外，主要是碧玉，特征与天山产区的软玉极为相似。

南疆地区不少河流中还产出和田玉的仔玉，其中最著名的要属喀拉喀什河和玉龙喀什河。古代所产的和田玉大都是这两条河所产的仔玉，但至今为止，其具体的矿床数和产量均无法统计，也无史料记载，即使像清朝那样由皇家垄断和田玉开采的朝代，由于民间私采禁不胜禁，也无法确知其产量。唐延龄等（1994）估计从夏到清朝和田玉仔料的总产量为 9968 吨，平均年产量约 2.5 吨。这一数据比现代仔玉最低收购数 3.5 吨少了 1 吨，考虑到现代广泛得多的开采活动，上述估计有一定的合理性。

从南疆地区所采的软玉原生矿而言，目前已知的原生软玉矿床有 18 处。和田玉原生矿床和世界上其他软玉一样，具有规模小，变化大的特点，矿体规模一般长几米到几十米，宽几十厘米到几米，大都在一米以内，矿体延伸变化也大，一般单个矿体延伸只有几米到十几米，在矿化带延伸方向上可出现数个矿体，因此，这对探明和田玉的储量十分不利，另一方面，和田玉原生矿床多处交通不便的崇山峻岭地区，这也给探明其储量带来极大困难，应用矿床类比法和地质推断法，唐延龄等（1994）对分布在昆仑山和阿尔金山地区的和田玉资源量按以下三大类型进行了预测：

①已采矿山的保有资源量：共 10 处，保有资源量估计在 3 万吨以上；

②未采矿山资源量：共有 6 处，预计资源量在 1.3-4 万吨之间；

③可能发现矿山的资源量：在昆仑山-阿尔金山和田玉成矿带上，大约每 50-150km 有一个成玉地段，每个地段上有矿化带或矿床 3-4 个。据地质成矿条件分析，预计有 10 多处成矿地段，305-500 个玉矿，预

计资源量为 14-21 万吨。

从上述预测来看，新疆软玉（和田玉）有较大的找矿前景，但由于交通不便，地质研究程度较低，加之矿体小而分散等因素，欲将和田玉的资源量变成可供开发的资源量，尚需作长期不懈的努力。

2、青海软玉矿床

20 世纪 90 年代初，经牧民报矿，在青海省格尔木市东昆仑山玉女峰附近三岔口地区发现了软玉矿床，并随之得到了开发利用。90 年代末至本世纪初，开采量曾一度维持在数十吨/年，在一定程度上缓解了国内市场日益增长的对软玉需求的矛盾。值得关注的是，新近沿东昆仑山脉的三岔口—小灶河一线又陆续发现了不少软玉矿点（图 4-2-2）。东昆仑地区极有可能是一极具潜力、储量巨大的软玉成矿带。

通过 Magellan320 型 GPS 对东昆仑三岔口软玉矿进行了精确定位，矿区位于东经 94°22.125，北纬 35°54.627 附近，北距格尔木市南 73.4km，海拔 4250m。矿区开采的垂向高差约 50m。野外观察发现，三岔口矿区的软玉主要呈两种产状产出：

（1）产于火成岩与碳酸盐岩接触部位。从火成岩体—青玉—白玉—碳酸盐岩围岩可见明显的渐变接触关系（图 4-2-2A）。沿断层往往可见软玉呈透镜体状或片状产出。

（2）呈顺层状产于碳酸盐岩夹层中，并且多位于平缓褶皱的核部，与围岩呈突变接触关系（图 4-2-2B）。矿体规模不大，厚度一般不超过 50cm。



图 4-2-2 三岔口两种产状软玉与围岩的接触关系

3、岫岩软玉

辽宁岫岩软玉利用具有悠久的历史，据傅仁义（2003）根据对海城仙人洞古人类遗址中出土的打击痕迹玉石片的分析，认为该玉制品就属于岫岩软玉，该玉制品产于旧石器时代晚期地层，遗址的绝对年龄测定是距今 20000-30000 年，红山文化中的玉器大都用岫岩软玉制成（金生辉等，2003；智喜君，2002）。

4、其他产地的软玉矿床

除新疆、青海、辽宁外，我国软玉矿床重要的产地还有四川汶川县、石棉县、台湾花莲县等，这些产地的软玉矿床特征见表 4-2-1。

表 4-2-1 中国部分软玉矿床的特征

产地	主要地质特征	玉的质量	开采情况
四川省汶川县	产于志留系碳酸盐中，矿体分布于中厚层状透闪石化大理岩内。矿化带长 98m，厚 5m，矿体长 0.2~1m。	为绿色，还有黄色及黄绿色，多裂纹。部分可显猫眼效应。	开采石棉时顺便开采
四川省石棉县	产在蛇纹岩中有酸性岩脉贯入的部位，软玉矿体主要产于两者间的接触带上	浅色碧玉	开采石棉时顺便开采
西藏日喀则、拉孜、隆葛	产在超基性岩的蛇纹岩中，破碎带发育	碧绿色软玉	1949 年曾开采
台湾花莲县	产在蛇纹岩与围岩接触带上，矿体为透镜	黄及绿色玉，部分可显猫眼	开采很盛

	状，长 1 至数 m，厚一般小于 1m。	效应	
--	----------------------	----	--

4.2.3 软玉矿床的成因

由于对软玉矿床学的研究明显不足，因此，至今为止，对软玉成玉机理和具体过程的认识尚比较肤浅。综合前人的研究，一般认为，软玉主要有三种成因。

1、碳酸盐岩与中酸性岩浆岩的接触变质成因

这类软玉矿床主要产于花岗岩、花岗闪长岩与大理岩（主要是镁质大理岩）的接触带中，往往产于偏大理岩一边，受次一级裂隙控制，这种软玉矿床可归属于层控镁质矽卡岩型矿床，典型的例子有中国新疆和田玉矿床、俄罗斯季姆山软玉矿床、加拿大软玉矿床等。

2、超基性岩的交代成因

按其产状特征又可进一步分成下列三种类型：

（1）产在超基性岩与其它岩石接触带的软玉矿床：这类软玉矿床产于接触带附近的透闪石蛇纹岩中，或超基性岩与围岩接触带的玄武岩捕虏裂隙中，或超基性岩与绿泥石透闪石基性火山碎屑岩的接触带中。对于这类矿床的成因，一种观点认为，是接触交代热液矿床，即软玉是超基性岩浆同化吸收玄武岩及其它中、基性岩中的 SiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 等而形成；另一种观点认为，软玉是动力变质热液交代的产物，即在区域变质过程中，矿物质在特定条件下受外力作用，透闪石交代蛇纹石和透辉石而形成的。

这类软玉矿床的典型例子有加拿大科迪勒拉山脉的软玉矿床、新西兰的软玉矿床等和我国岫岩软玉矿床（段体玉等，2002；王时麒等，2002）等。

（2）产在剪裂隙蛇纹岩或块状蛇纹岩中的软玉矿床：这类软玉矿床主要分布于美国加利福尼亚州 Marin 县，有多种产状。其成因现仍无准确说法，一般认为是从蛇纹石析离的成矿热液沿剪切带以脉状的形式沉积充填形成的。

（3）产在蛇纹岩与辉长岩接触带中的软玉矿床：这种产状也是优质软玉的主要来源之一，其成因主要归结于蛇纹石与辉长岩的接触交代作用。典型的例子有台湾软玉矿床、意大利软玉矿床、德国软玉矿床等。

3、变质成因

这类矿床主要产在元古代片麻岩、白云质大理岩蚀变-退化变质组合及华力西期中级变质的绿泥石-黑云母片岩、石榴片岩带中的透闪片岩和白云质大理岩强烈剪切挤压破碎带中，与透闪石石棉、方解石块体及伊利石脉共生，前者如澳大利亚的 Cowell 软玉矿床，后者如我国四川省龙溪软玉矿床。

值得指出的是：分布于青海昆仑山三岔口的软玉矿床，前人一直认为属于花岗岩、花岗闪长岩与大理岩的接触交代矿床，但经我们近几年多次赴现场的考察和室内分析研究，岩浆属于基性辉长岩，其化学成分见表 4-2-2。而并非前面所述的花岗岩或花岗闪长。

表 4-2-2 东昆仑三岔口火成岩的化学成分（%）

样品号	KL-001	KL-002	KL-003	KL-004	KL-005	KL-006	KL-007	KL-008	KL-009	KL-010	KL-011	KL-012
Na_2O	3.57	3.68	3.46	1.63	4.03	1.59	3.11	3.53	3.54	3.55	2.11	3.45
MgO	8.19	7.61	7.89	6.87	7.16	8.22	7.75	7.79	7.67	7.44	6.59	7.6
Al_2O_3	13.93	14.11	13.85	13.68	11.78	14.57	13.67	13.55	13.65	13.88	12.56	13.5
SiO_2	51.62	51.84	51.47	48.27	55.29	46.33	50.39	52	52.38	52.36	50.98	52.43
P_2O_5	0.5	0.48	0.49	0.45	0.44	0.5	0.48	0.49	0.48	0.46	0.44	0.47
K_2O	1.09	0.57	2.86	0.63	0.79	2.26	2.11	2.4	2.24	2.16	0.04	2.19

CaO	8.51	9.16	7.92	17.59	9.78	13.36	9.86	8.05	8.53	8.77	17.64	8.82
TiO ₂	1.16	1.13	1.16	1.09	1.01	1.14	1.16	1.09	1.087	1.07	1.01	1.07
MnO	0.14	0.13	0.13	0.07	0.1	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.06	0.12
Fe ₂ O ₃	2.9	3.16	3.8	5.54	3.35	6.2	4.67	3.74	3.51	3.26	5.09	3.8
FeO	5.7	5.4	5.1	2.32	4.05	3.52	3.75	5.1	4.95	5	1.95	4.75
CO ₂	0.06	0.06	0.12	0.18	0.06	0.12	0.06	0.07	0.06	0.12	0.12	0.06
H ₂ O ⁺	2.42	2.49	1.53	1.27	1.17	1.77	1.55	1.81	1.53	1.6	1.03	1.5

注：测试单位为湖北省地质实验研究所武汉综合岩矿测试中心

同时，我们也对采自矿区的围岩样品进行了地球化学分析，发现矿区围岩主要由 Ca、Mg 质碳酸盐岩(表 4-2-3)，Ca/Mg 介于 2.17~2.53 之间，属白云岩化石灰岩。与新疆和田软玉矿区的碳酸盐岩围岩(Ca/Mg 为 1.72)相比，Ca 含量过高而 Mg 含量低。与纯透闪石 (Ca/Mg 为 0.66) 相比，围岩中的 Mg 严重不足。

表 4-2-3 东昆仑三岔口围岩、软玉及火成岩体常量 (%) 元素含量数据表

编号	Al	Ca	Fe ³⁺	Fe ²⁺	FeT	K	Mg	Mn	Na	P	Ti	CO ₂	H ₂ O ⁺	备注
1	0	26.45	—	—	0.10	0	12.05	0.01	0	0.01	0	—	—	围岩 (未蚀变)
2	0	23.49	—	—	0.13	0	10.84	0	0	0	0	—	—	围岩 (未蚀变)
3	0	22.64	—	—	0.09	0	8.97	0	0	0	0	—	—	围岩 (未蚀变)

注:样品测试单位为同济大学海洋地质国家重点实验室; “—”代表未测

由于成矿母岩的性质不同，成矿的物理条件也存在明显差异（如温度较高等），导致青海软玉与新疆软玉相比，存在显著的差别。因此，青海昆仑山软玉是一种独立的矿床成因类型。

从矿体与围岩的渐变接触关系来看，软玉的形成与两侧的碳酸盐岩及火成岩体密切相关。白云岩提供了软玉成矿所需的 Ca、Mg，而火成岩则提供了 Si 等成矿物质。然而断层带附近的碳酸盐岩夹层中软玉与围岩的突变接触则又表明软玉可能是一种含透闪石成分较高的流体，在温度或压力骤降的情况下迅速沉淀结晶而成。两种产状软玉在地理位置上的伴生，以及岩石矿物学指纹上表现出的极高的一致性，表明两者在成因上也有着密切的联系。通过分析研究，对于该地区软玉的成因的一种可能的解释是：受晚古生代东昆仑大陆边缘构造演化的影响，三岔口地区形成一系列断裂构造，岩浆作用发育。岩浆作用后期形成大量富硅热液，从围岩中交代出 Ca、Mg 等物质并发生一系列水-岩反应，最终形成含透闪石成分较高的流体。位于岩体与围岩接触部位的软玉即可能于此时形成。同时，高角度逆冲断层作为阀门促进了成矿流体压力由超静岩压力到静水压力的周期性波动，断层的活动是发生在流体压力超过静岩负载的地段^[26-27]，受断层的活动以及俯冲带构造挤压的影响，使碳酸盐岩层发生褶皱，并促使层间滑脱形成裂隙，这将导致与断裂带另一侧压力库连通的成矿流体突然排泄。由于成矿流体内压力骤降，透闪石溶解度迅速降低而沉淀结晶。位于碳酸盐岩层间并与围岩呈突变接触的软玉即可能于此时形成。

然而，透闪石等成矿物质的沉淀和成矿流体自身的封闭又导致了流体压力的积蓄和周期性的重复。当断层再次活动，流体将第二次排泄并充填裂隙。这部分裂隙既可能发生在围岩中，也可能发生在先期形成的软玉中。因此，当又一次完整的成矿流体运移和成矿物质结晶沉淀过程结束，在软玉的微裂隙中就可能充填有第二期流体沉淀结晶的物质。由于两期流体在化学性质以及温度压力等外部条件上可能存在着差异，它们的表现物理性质也有着明显的不同。这就合理地解释了为何三岔口软玉中往往出现与整块软玉极不协调的细长的“水线”。

总之，东昆仑三岔口软玉的成矿母岩、成矿温度、压力等条件上的差异，使得三岔口软玉表现出一些

与众不同的玉石学特征，例如普遍带有青灰色调、透明度较高、软玉水线广泛出现等。同时，对软玉矿床开展进一步的深入研究，揭示软玉矿床的成因机制，不仅是解决目前我国软玉资源日渐匮乏的紧迫形势所需，也是揭示软玉的产地特征、进行软玉鉴别以及软玉质量科学评价的基础。

4.3 翡翠矿床

4.3.1 产地

翡翠产于与我国云南省德宏、保山毗邻的缅甸。但据历史记载，有“翡翠产于云南永昌府”之说，这是由于当时的翡翠产地宝井，即今天的缅甸猛拱（又叫抹谷或 Mogok）曾属云南永昌府孟密宣抚司管辖之故，而永昌即为今天的保山市。

另据（清）檀华《滇西虞衡志》卷二记载：“玉出南金沙江，江昔为腾越（今云南腾冲）所属，距州二千余里，中多玉，夷人采之，撒出江岸各成堆，粗矿外扬，大小如鹅卵石状，不知其中有玉，亦或玉之美恶与否，过客随意买之，运至大理及滇省，皆有作玉坊，解之见翡翠，平地暴富矣。”所记即今天缅甸乌尤江流域的翡翠产地，故有云南翡翠玉之得名。

现今，我国云南不产翡翠矿床，中国境内其他地区也未发现有翡翠矿床产地。北京故宫博物院的大量翡翠珍藏品中，尚未见到清初以前的藏品，但据史载，有人认为在 1700 多年前的魏晋时即已开始由缅甸进口玉石璞，并加工成各种饰物。因此，翡翠何时传入中国内地，仍是一个尚待探讨的问题。

云南腾冲，古称腾越，曾是翡翠的主要集散地，有“翡翠非由腾越过无由入内”之说。据乾隆 55 年的《腾越州志》记载：“今商究之贾于腾越者，上则珠宝，次则棉花，宝以璞来，棉以包载，骡驮马运，充路塞道。”“国朝海禁未开时，一切宝石皆购入腾地，磨石龙滑泽转售各地。”被称为“东方瑰宝”的翡翠，经云南腾冲输入内地，仅文字记载已有 5 个多世纪。在近代，位于我国西南的这条翡翠之路完全可以同两千年前西北的软石之路相比。正是无数华人几百年来用鲜血和汗水铺成的翡翠之路，开辟了祖国西南与外界的贸易通道，为翡翠这一东方瑰宝增添了绚丽的光彩。直至今日，毗邻缅甸的云南边境地区仍是国际上翡翠交易的主要场所。

当今的缅甸是世界上几乎所有的商业级翡翠的来源地，主要产地位于缅北勐拱西北部的乌尤江上游三条支流流域内（图 4-3-1），产区方圆约 13km。这是从 3 世纪初就开始开采的翡翠的冲积矿床和冰川砂矿，18 世纪后发现的翡翠原生矿。

除此以外，世界上的翡翠产地尚有哈萨克斯坦、危地马拉、美国的加利福尼亚、日本新潟府的法来村等（鱼海麟等，1996）。

（1）哈萨克斯坦：哈萨克斯坦的伊特穆隆达翡翠矿床位于哈萨克斯坦巴尔喀什市以东 110km 处，该矿床与肯捷尔劳蛇纹岩体有关。翡翠岩主要为细粒至中粒结构，颜色为浅灰色和暗灰色，带绿色斑点或细脉状，基本属于透辉石翡翠。

（2）危地马拉：危地马拉的玉石矿发现于莫塔奎山谷靠近曼泽村的地方，但其与缅甸翡翠不同，它不是钠质玉，而是透辉石，除含有一般的钠和铝外，还含有大量的钙和镁，而且，其商业价值及储量尚有待于研究和评价。

（3）美国的加利福尼亚：1939 年，加利福尼亚的桑木利脱克利尔斯普林地区发现了白色硬玉岩和深绿色不透明硬玉岩。另外在加利福尼亚的伊尔河北福克处和所罗马县也发现了小规模硬玉矿，但均无开采价值。

（4）日本：日本的翡翠矿床发现于新潟府的法来村，翡翠矿体与钠长石和石英伴生，但多半不能雕琢，无较大的经济价值。

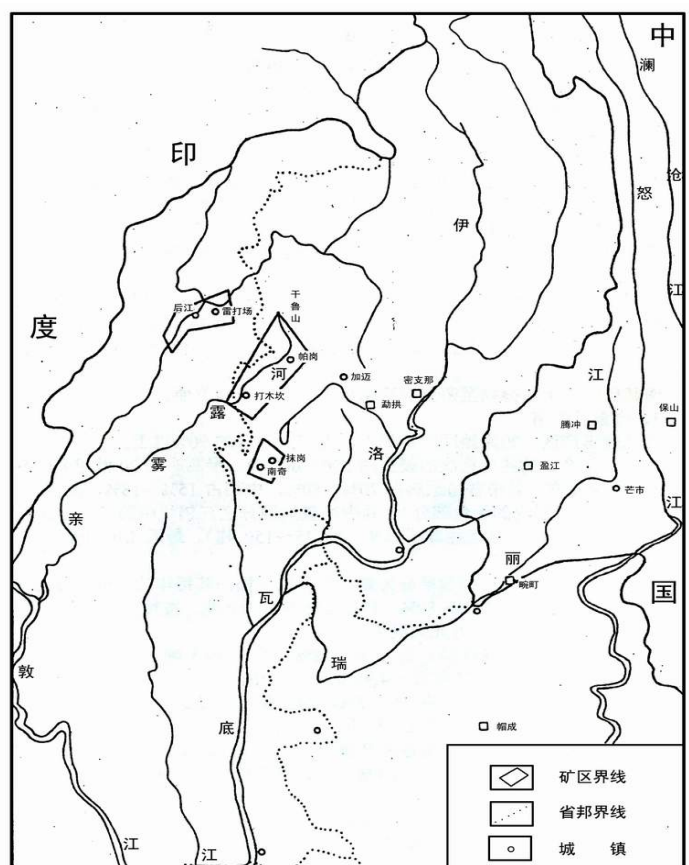


图 4-3-1 缅甸翡翠原生矿分布图（据摩太，2002）

4.2.2 矿床类型

翡翠矿床有原生矿床和次生矿床两大类型。

1、原生矿床

在图 4-3-1 所示乌尤江流域的翡翠原生矿床中，质量最优者属度冒矿床。度冒矿床位于蛇纹岩化的橄榄岩体内，靠近岩体与蓝闪石片岩和钾钠长石片岩的接触带属气成热液交代型矿床。

度冒翡翠矿体呈脉状、透镜状和岩株状产出。沿走向长 270m，矿体具环带状构造，由中心向外分别为：中心部位-硬玉岩带，厚 2.5-3.0m，由白色硬玉矿物组成，产祖母绿色优质翡翠；向脉壁方向渐变为钠长石-硬玉岩带和细粒钠长石岩带，产块状、角砾状艳绿色硬钠玉（含铬大于 3%），俗称“不倒翁”。钠长石带的两侧又各有一个碱性角闪岩带。

2、次生矿床

（1）产于冲积砂层的翡翠矿床

由翡翠原生矿床经风化剥蚀搬运到乌尤江流域沉积而成。主要分布在乌尤江上游度冒之东南的坎底、蒙冒、潘冒、卡杰冒、桑卡等村庄附近的河谷中，其中蒙冒是最大的翡翠冲积砂矿床，并以坎底玉和蒙冒玉较为有名，共同特点是以黑皮者居多。

（2）产于砾岩层的翡翠矿床

巨厚的第三系-第四系砾岩层分布在缅甸北部，这些砾岩层是片岩、蛇纹岩、辉长岩等岩石的浑圆形的碎屑，经砂-粘土或钙质胶结而成。砾岩层组成乌尤江高层阶地，覆盖着山区平原。砾岩露头可长达数十 km，厚约 300 米，有些层位富含翡翠漂砾和卵石。含翡翠的砾岩主要集中在乌尤江河谷的鞋帕等地及乌

尤江支流的马蒙、潘马等地。乌尤江流域砾岩层是玉雕翡翠的主要来源。

4.2.2 矿床成因

关于翡翠矿床的成因，历来众说纷纭，前人已提出过不同认识，如岩浆成因说（Lacroix, 1930; Chhibber, 1934; 崔文元等, 2000），变质成因说（Baner, 1896; Rovever, 1955; 奥岩, 1988）、热液交代说（H.C 柯尔仁斯基, 1953; Colrman, 1961）和溶液结晶沉淀成因说（Harlaw, 1994）等，可谓众说纷纭。由于客观条件限制，我们难以对翡翠矿床进行详细的野外地质研究，因此，翡翠成因的认识一时难成定论。同时，由于翡翠资源十分珍贵，加之翡翠矿床的成因研究，不仅是关系到翡翠资源的找矿勘探问题，而且关系到翡翠的鉴定与评价，因此，倍受人们所关注。以下基于我们多年对缅甸翡翠矿床的研究，并综合利用前人的研究成果，提出一些初步想法，以供参考。

1、成矿构造背景

世界上最优质的翡翠矿床产于缅北克钦邦的雾露河上游干昔山地区（摩太, 1997），大地构造位置处于印度板块与欧亚板块的碰撞缝合部位，缝合线沿葡萄、密支那、伊洛瓦底江一线呈南北反“S”型展布（鱼海霖等, 1996）。缝合线西侧为道茂—实皆深断裂，道茂、缅摩等多个翡翠原生矿区均位于该断裂带附近。翡翠矿体常呈脉状、透镜状产出，具有明显的带状构造：中心为翡翠，两侧对称分布钠长岩，蓝闪石片岩、蛇纹岩化橄榄岩（邓燕华, 1991）。此外，区内出露的岩类还包括其它结晶片岩类、角闪岩类、石英岩类、大理岩类、第三系砾岩，部分地区还见有玄武岩、安山岩等，岩性复杂。我们认为这很可能代表了特提斯洋消减殆尽时从洋壳及印度古陆壳上被刮削下来的岩体堆积而成的混杂体或混杂堆积。

2、关于缅甸翡翠矿床的几种成因模式及存在的问题

翡翠是由以硬玉为主的无数细小纤维状矿物微晶纵横交织而形成的致密块状集合体。对于缅甸翡翠矿床的成因，目前主要有四种主要观点：

（1）认为翡翠是岩浆在高压条件下侵入到超基性岩中的残余花岗岩浆的脱硅产物（Yonder, 1950），或是超基性岩浆结晶演化分异作用的产物（张良钜, 2004），这种成因观无法解释翡翠矿体成条带状对称分布的特征。

（2）认为翡翠是在区域变质作用时原生钠长石分解为硬玉而形成（Roever, 1955）；或认为是在板块碰撞产生的压扭性应力和低温作用下，钠长石先形成变质程度较低的蓝闪石片岩，进一步变质而形成硬玉（奥岩, 1998）。前一种观点一经提出就受到了很多人的支持。然而，Htein（1995）对一些硬玉样品的分析发现其中既没有钠长石也没有石英，这至少证明硬玉的生成并不一定需要有钠长石存在。其次，按这种模式，翡翠矿体应位于钠长石两侧，这与目前观测到的地质事实恰好相反。对于后一种观点，通过对矿体围岩中石榴石-角闪石矿物对的热力学方程计算，显示蓝闪石片岩变质程度较高（582°C, 0.8–1.0GPa）（施光海等, 2001）。

（3）认为翡翠是在花岗岩脉和淡色辉长岩类岩脉在 12–14kPa 压力下，在钠化学势高的热水溶液作用下发生交代而形成（奥岩, 1997）。该模式最大的缺陷在于没有指明这种富钠流体的来源。

（4）根据硬玉岩中含 $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_2-\text{Jd}$ 的三相包裹体的发现，认为翡翠是由近硬玉硅酸盐熔体结晶而成，并认为这种熔体来源于 300–400km 处地幔中广泛存在的含碱辉石层（崔文元等, 2000）。如果这种假说成立，那么只要条件适当（如切穿地壳的断裂带附近），硬玉岩在地表的出露应相当普遍，这显然与现实情况也并不相符。

3、几个基本问题的探讨

（1）成岩与成玉的区别：硬玉是自然界中较为常见，但由它组成的翡翠矿床却分布不广，十分稀少。两者最根本的区别在于结构、颜色、透明度等方面，那么究竟是什么因素促成了硬玉岩—翡翠的转变？从

已有的研究成果分析,控制硬玉成岩的因素主要包括物质来源和温压条件等,而控制上述转变的原因,在更大程度上依赖于后期构造运动的改造。

(2) 成岩物质来源:翡翠矿脉与围岩只有一薄层过渡带,这一产状特征表明硬玉在形成过程中基本未接受围岩组分的供给(崔文元等,2000),两者之间可能仅仅是侵位关系;其次,硬玉的化学式为 $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$,其中 Na_2O 的含量高达 10.33—14.35%,远不是蛇纹岩所能提供的,因为,蛇纹岩的 Na_2O 含量一般为 0.1—0.31%。那么形成硬玉所需的 Na 又来自何方?通过研究,我们认为 Na 很可能来源于富盐的海水及洋底沉积物。证据如下:

①John 等(1999)在研究了危地马拉硬玉中流体包裹体和 O-H 同位素系统后指出,该流体是在俯冲作用期间捕获的类似海水的流体;对微量元素的研究结果也显示洋底沉积物的特征。

②地中海为即将消亡的洋盆,ODP13 航次钻探成果显示在今天的地中海底沉积着巨厚的 NaCl 蒸发盐层(Alastair, 1996; Rohrlach, 1996; Daniel, 1990)。

“将今论古”,在特提斯洋闭合过程中,位于板块构造缝合带的缅北地区是否也曾形成过古地中海式的残留海盆?这里完全可能也曾沉积了巨厚的富 Na 盐层。

(3) 成岩 PT 条件:对硬玉成岩的 PT 条件有不同的看法,大致可归纳为高压低温(杨尽等,2001)、高压中温(丘志力等,1996)、高压高温(施光海,2001; Zhao 等,1997; Tutti, 2000)三种观点。从中可看出,目前关于缅甸翡翠矿床成因的争议主要集中在成岩温度条件上。虽然硬玉曾一度被视为低温高压的低变质典型矿物(潘兆鲁,1995),但现今越来越多的证据支持硬玉生成前曾经历了一个熔浆阶段,唐丽永(1997)发现硬玉的岩浆堆积结构,堆积间隙矿物是硬玉和高温钠长石;Tutti 等(2000)的研究发现,硬玉在深达下地幔的压力和温度条件也是稳定的,不少学者还陆续报道了翡翠中发熔融包裹体及两相、三相包裹体(彭卓伦,2002; 麦智强,2003; 施光海等,2000);薄片下对硬玉环带结构的研究说明硬玉形成初期的温度较高,整个形成过程则是一个降温过程(崔文元等,2000)。刘晓春等(1993)明确指出硬玉并不仅仅指示低温高压变质条件,它也有可能形成于高温超高压变质条件下。结合合成翡翠的相关资料,可以认为缅北地区硬玉在形成过程中至少经历过一个高温($\geq 650^\circ\text{C}$)阶段。

4、翡翠矿床成因新探索

基于以上讨论,我们初步提出:缅甸优质翡翠原生矿床的形成主要经历了成岩、成玉及后期次生改造三个阶段。

(1) 成岩阶段:大约 65~50Ma 年前,印度板块与欧亚板块相接(奥岩,1998),碰撞带两侧板块的边界并不规则,位于欧亚板块南缘的缅北地区可能因不规则陆壳边界的围限而在局部地区形成残留的海盆,沉积了巨厚的富 Na 盐层。待特提斯洋俯冲殆尽,两大板块最终碰撞,在板块缝合部位堆积了大量包括特提斯洋壳、大洋沉积物(矿体东北部硅质集块岩的出露可能代表了当初的远洋硅质沉积)和古老印度板块的陆壳刮削物组成的混杂堆积物。俯冲的特提斯洋壳拖曳其后的印度陆块继续向欧亚板块之下俯冲,一部分堆积物被带入地壳深部,并发生部分熔融,形成含硬玉质硅酸盐熔体。Chemenda 等(2000)通过数值模拟实验,认为当俯冲物质所受浮力大于拖曳力时,会沿俯冲洋壳表面折返地面(Chemenda 等,1996; 2000)。因此当俯冲至一定深度,熔体开始上涌,温度压力随即迅速下降,逐渐开始结晶。与此同时,超铁镁岩的蛇纹石化导致与其共生的碳酸盐矿物可能部分或完全离解脱碳,生成的 CO_2 和 H_2 在俯冲板块的接触带中合成 CH_4 (陈碧辉等,1984)并被硬玉晶体所包裹。由于初始温度较高,形成的硬玉晶核数少。晶体粗大,导致晶间孔隙也较大。这时所形成的晶体远达不到宝玉石级,只能称为硬玉岩。

(2) 成玉阶段:熔体的折返上涌在板块缝合带西侧形成实皆断裂,并受印度板块北东东向挤压影响,开始右行走滑。受挤压走滑产生的定向压扭性应力影响,早期形成的硬玉岩开始接受动力改造。变形的初

始阶段是硬玉晶粒被压扁拉长，由于位错滑动而产生亚晶粒，并在亚晶界上出现细粒的动态重结晶，形成糜棱—超糜棱岩；同时压熔作用导致硬玉晶粒沿垂直压扭应力面的方向定向生长，各晶粒间孔隙被很好的填补，透明度得到大大改善。显然，越靠近断裂面，受到的改造就越强烈，改善的效果也越明显。此后花岗岩脉沿断裂带的侵入带来了致色元素 Cr^{3+} ，在最适当的温度下（212°C）可均匀地进入硬玉晶格，替代 Al^{3+} 而形成翡翠诱人的绿色。这也就解释了为什么优质翡翠常位于断裂带附近，并沿矿体走向有逐渐尖灭的趋势（摩太，1997）。

（3）后期改造阶段：折返地面后，顶部的翡翠遭受风化剥蚀。翡翠中主要硬玉矿物并未出现明显交代蚀变，但硬玉矿物的裂隙、间隙或解理则被绿泥石等粘土矿物充填，翡翠的透明度得到了进一步改善。矿体上盘现已发现广泛分布有还原性水岩反应的产物——绿泥石壳（鱼海霖等，1996；胡楚雁等，2002）。有理由相信这很可能是导致翡翠仔料质量普遍高于山料的最主要原因之一。同时在长期水岩反应作用下，矿体上部的翡翠质量较好，并最先遭受剥蚀而搬运至山下堆积，在原地则留下了结构较松散的翡翠，这也可能是产生上述现象的主要机制之一。而部分地区硬玉矿体周缘钠长石和霞石等矿物并不是其成岩的物源，它们的出现代表了硬玉在折返地表过程中的退化变质作用。

总之，翡翠在特殊的构造背景下，经过一系列复杂的地质过程形成的。成因过程的认识不但是探寻翡翠新矿床的关键，也是理解翡翠颜色成因以及其它质量评价因素的关键，值得开展更加深入的研究。

4.4 玉石矿床

4.4.1 绿松石矿床

1、成因及分布

主要分布在陕西、湖北、河南、青海、新疆、安徽和云南等地，其中湖北、陕西和河南三省交界的地区是绿松石的著名产地。矿层产于寒武统含碳、泥、硅质板岩中，分上、中、下三个含矿层，尤以中含矿层的绿松石个体大，致密，硬度较大，颜色为天蓝、绿和蓝绿色，是目前主要开采对象。云盖寺、喇叭山、郧西马家沟等矿区，绿松石矿体均分布在地表透水性好的断层、层间破裂带、裂隙附近，呈透镜状、脉状。绿松石块体大的重几吨，小的仅几十克，垂向分布规律是地表绿松石个体小、质地松散、硬度低、杂质少、硬度低、色浅量少。随着深度增加，个体增大，质硬且纯，色深量多。绿松石呈结核状、粒状，颜色为天蓝、蔚蓝、翠绿、绿、淡绿、苹果绿、蓝绿等色。铁质蜘蛛网状结核绿松石为优质佳品。

一般认为，绿松石矿床属外生淋滤成因，与含磷和铜的硫化物矿化岩石的线性风化有关。这些岩石可以是年轻的酸性喷出岩（流纹岩、粗面岩、石英斑岩、二长岩等）和含副矿物磷灰石的花岗岩，也可以是含磷的沉积岩和变质岩。

绿松石矿体既可以直接产在斑岩铜矿床、多金属矿床、铀矿床和金矿床的成矿区里，也可以产在无工业意义的矿化区中。按岩石类型及成矿作用可将绿松石矿床划分为三大类：

- （1）斑岩建造多金属矿床硫化物风化型；
- （2）碳硅质板岩，片岩，页岩沉积淋滤型；
- （3）流纹岩、粗面岩线形风化淋滤型。

除我国外，世界上大多数大型绿松石矿床都属第三种类型，全世界绿松石矿床的主要产地有：伊朗、埃及、美国、英国和中国等。

2、我国的绿松石矿床

我国是世界绿松石的著名产地。由于绿松石矿床多形成于地表风化带中，开采十分便利，因而成为古代先民最早利用的天然玉石品种之一，因此，国内许多史前遗址中常有绿松石饰品产出（郝用威等，2002；冯敏等，2003）。主要集中分布于湖北、陕西和河南三省的交接地带，以及青海、新疆、安徽、云南等地，

以湖北郧阳县的绿松石矿床最为有名。

据马玉兴（1989）资料，湖北郧阳县的绿松石矿床早在清朝就有开采，共有矿点 80 余处，古代开采的坑洞到处可见，均为顺层开采，一般深 10–30m，最深达 200m。从 50 年代开始，湖北省地质工作者对郧阳及邻近的绿松石矿进行了详细的地质普查工作，发现产地 40 余处。其绿松石主要产在碳质、硅质岩层中，含矿地层的时代是距今约 5 亿年前的寒武纪早期，矿体呈透镜状、结核状、镶嵌状、脉状填充等产出，属碳硅质板岩，片岩，页岩沉积淋滤型矿床。

郧阳县境内的重要绿松石矿床有云盖寺、火烧寺、上阳坡、广山寨、马家沟、姚家坡等矿山、此外还有竹山显的喻家崖、喇叭沟、马广土地岭、金莲洞等矿山。

除湖北郧阳县的绿松石矿床外，国内其他著名产地的绿松石矿床特征（见表4-4-1）。

表 4-4-1 我国一些著名绿松石矿床的成矿特征（黄宣镇，2003；栾丽君，2004）

矿床名称	矿床地质特征	绿松石特征	工业价值
河南淅川县刘家坪	矿体赋存在下寒武统大泉组黄色硅质泥质板岩中，矿石呈结核状，扁豆状。	绿松石呈翠绿色，油脂光泽，硬度为5，有滑感，烧灼时有荧光。	已开发利用，主要供当地玉雕企业
青海乌兰县高特拉蒙	矿体赋存在上元古界大理岩、片岩、石英岩赤铁矿透镜体内，或含铁石英岩、蚀变闪长岩的节理裂隙中，矿体呈脉状、团块状、结核状、角砾状、不规则状等	绿松石呈蓝绿色、乳白色、褐黄色，不透明，致密块状。主要矿物成分为绿松石、高岭石等。	可供工业利用
青海乌兰县断层山	矿体赋存在上元古界黑绢云母石英片岩、绢云母绿泥石英片的挤压破碎带及次级构造裂隙中。矿体以脉状为主，少量结核状、角砾状、不规则状等	绿松石呈月白色、淡蓝色、天蓝色、蓝绿色、豆绿色，隐晶质结构，块状、结核状、角砾状构造，不透明。	绿松石加工性能较好，可供工业利用。
陕西白河月潭	矿体赋存在寒武系硅质板岩为主要含矿建造中。绿松石主要富集在层间裂隙和节理中，一般呈结核状、脉状产出。	绿松石呈淡蓝色、天蓝色、蓝绿色、豆绿色，隐晶质结构，块状、结核状、角砾状构造，不透明。	绿松石加工性能较好。

4.4.2 蛇纹石玉矿床

1、成因类型

蛇纹石玉属变质型矿床，一般有两种地质产状，第一种是由富镁碳酸盐岩蚀变而成，如辽宁岫岩蛇纹石玉矿床，广东信宜蛇纹石玉矿床等；第二种是由超基性岩自变质作用形成的，为中低温热液矿床，如祁连蛇纹石玉矿床等。两种类型矿床由于其形成条件不同，因而具有不同的矿物和化学成分以及物理性质。两种类型的化学成分对比（见表4-4-2）。

表4-4-2 两种类型蛇纹石玉的化学成分

成分	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na2O+K2O	H2O
祁连玉	35.80	0.08	6.4	3.78	0.42	38.29	0.51	0.058	0.05	13.96
岫岩玉	44.57	0.05	0.20	---	0.62	41.17	0.13	0.015	0.60	12.00

第一种蛇纹石玉的质量远优于第二种，前者硬度接近5，透明度较好；后者硬度一般为2.4—4.0，透明度较差。

2、我国蛇纹石玉矿床主要产地及特征

（1）辽宁岫岩县：所产蛇纹石玉就被称为岫岩玉或岫玉。特点是岫玉与滑石和菱镁矿共生，矿体与岩层一致。李庆森等（1987）人经过研究，认为岫玉的形成是经历了沉积、变质和变质热液交代三个阶段，其矿床类型属“层控超变质热液交代矿床。”岫玉矿床以蛇纹石为主，含少量透闪石、滑石、菱镁矿和白

云石等。颜色以淡绿为主，也有深绿色和其他颜色者，多为半透明，油脂光泽。岫岩县境内已知岫玉矿有十余处，其中北瓦沟玉矿是中国该类玉石矿中规模最大者。

(2) 甘肃酒泉：所产蛇纹石玉称“酒泉玉”或“祁连玉”等。它产于蛇纹石化超基性岩中，是一种含有黑色斑点或黑色团块的暗绿色蛇纹石玉。因其色暗绿或暗黑，用其制成的酒具别具一格。古代的“葡萄美酒夜光杯”，相传就是用酒泉玉制成的。

(3) 广东信宜：所产蛇纹石玉称“南方玉”。它产于透闪石化和蛇纹石化的白云岩中，玉质细腻，呈黄绿至绿色，与岫玉或酒泉玉颜色有别。

(4) 新疆昆仑山：所产蛇纹石玉称“昆仑玉”，产于昆仑山和阿尔金山白云石大理岩与闪长岩的接触带上，呈脉状产出。昆仑玉以暗绿色为主，也呈淡绿、淡黄、黄、绿、灰、白等色。绿色中往往伴有褐红、橘黄、黄、白、黑等色。质地细腻，油脂光泽。

(5) 台湾花莲：所产蛇纹石玉称“台湾玉”。矿体与石棉共生，赋存在石灰岩与侵入岩体的接触带上。台湾玉由于含杂质矿物，因而玉石具黑色或黑色条纹，玉质细腻，半透明，油脂光泽，颜色为草绿色、暗绿色。

(6) 广西陆川：所产蛇纹石玉称“陆川玉”。其玉质细腻，在黄绿基底上常见黑点。

(7) 四川会理：所产蛇纹石玉称“会理玉”。玉质细腻，外观似碧玉，呈暗绿色。

(8) 云南：所产蛇纹石玉称“云南玉”，其玉质细腻，成分中除蛇纹石外，含少量绿泥石，颜色以暗绿为主。

(9) 山东吕南：所产蛇纹石玉称“吕南玉”，其玉质细腻，呈黑色或淡黄色，呈黑色或近于墨绿色。

(10) 北京市：所产蛇纹石玉称“京黄玉”。玉质细腻，呈黄色或淡黄色，优质者呈美丽的柠檬黄色。

(11) 青海都兰：所产蛇纹石玉由于是竹叶状花纹，别有风趣，因而称为竹叶状玉。

(12) 甘肃武山：所产蛇纹石于又称武山鸳鸯玉。矿体产在块状蛇纹岩内，呈似层状。玉石以墨绿色蛇纹石为主，含少量绿泥石、黄铁矿、尘状磁铁矿。

(13) 山东泰山：因产于五岳之首的泰山东坡而得名泰山玉。它是一种呈碧绿色、墨黑色并含黑黄色的斑点的致密块状蛇纹石玉。

除我国以外，世界各国均有蛇纹石玉产出，主要主要的蛇纹石玉产地和品种有：

(1) 新西兰：产鲍纹玉(Bowenite)，呈微绿色白至淡黄绿色，半透明状，质地细腻。

(2) 美国宾夕法尼亚州：产威廉玉(Williamsite)，主要由镍蛇纹石组成并含有铬铁矿斑点，浓绿色，半透明。

(3) 朝鲜：产朝鲜玉，又名高丽玉，呈鲜黄绿色，近透明，质地细腻。

(4) 墨西哥：产雷科石(Riwlite)，呈绿色，具蛇纹构造。

(5) 美国加利福尼亚州：产加利福尼亚猫眼石(California cat's eye)，是一种具有平行排列的纤维状结构的蛇纹石玉，琢磨成弧面型后，呈猫眼效应。

4.4.3 独山玉矿床

由于独山玉的研究程度不高，加之该矿床形成的条件较为复杂，因而，对于独山玉矿床的成因尚未弄清。李学清(1936)认为独山玉是角闪石岩；A. Schuller(1960)将此作为钠长翡翠岩；河南地质19队(1965)和地质调查4队(1985)认为独山玉是斜长岩在构造后期热液作用下重结晶而形成的；邓燕华等(1990)认为独山玉是斜长岩浆期后热液在350—430度及低压下充填交代辉长岩和斜长岩裂隙沉积而成，是高到中温热液矿床，孙云生(2002)也持相同的观点。20世纪90年代，我们在多次野外地质研究的基础上，结合室内分析测试，对独山玉矿床的成矿条件和成因有了一些的新的认识。

1、矿成构造背景及地质概况

独山玉矿床位于华北板块与华南板块之间的碰撞造山带——秦岭造山带内（廖宗廷，1998；1999；江富建，2003）。基于近代的研究成果，华北板块与华南板块均是大陆板块，它们都具有古老的变质基底和稳定的盖层，而秦岭造山带则是在秦岭洋板块的基础上由于华北板块和华南板块发生碰撞而形成的造山带（廖宗廷等，1997；杨森楠等，1990）。造山带内广泛分布着基性-超基性岩，其形成时代为前震旦纪，前人已在这套地岩石中发现广泛存在的橄榄岩质的科马提岩，矿区所在地是一由辉长岩和斜长岩构成的孤山。由于地处南阳盆地北缘，因而广泛被新生界覆盖，不过，据地球物理资料，在大盆窑-独山-季河一带有一个磁异常带，平均宽3.5km，长11.5km，面积45km²，总体走向北西西。异常带由一系列局部串珠状高磁异常包围低磁异常构成，钻孔揭示是由蛇纹岩化橄榄岩引起，进一步研究表明，这些岩石实际上也是橄榄质科马提岩，即矿区内存在秦岭洋形成时因火山喷发作用堆积的火山岩，江富建等（2003）也认为独山岩体属于发育于秦岭洋中岛弧岩体。独山玉矿就产于与地幔岩浆作用形成的辉石岩和斜长岩中。与这套岩相伴的是一套变质岩，岩性有各种片岩、大理岩、石英岩等，同位素年龄为400Ma左右，属加里东期。

钻孔揭示，矿区还分布有华力西期-燕山岩的花岗岩和零星出露的辉长岩和辉石岩等，还有煌斑岩、长石岩、闪长岩等岩脉。

矿床受断裂控制十分明显，控制矿床的区域性断裂带有朱夏断裂带和方城-南阳断裂带等，它们控制矿床的定位。此外，次一、二、三级断裂带则控制矿体分带、矿体和矿脉的产出。

2、矿床特征

（1）矿体产出特征和结构特征：野外观察和勘采工程揭示证明，独山玉矿主要呈脉状产出，脉状矿体比例大于80%，少数呈透镜状或其它形状。玉矿脉主要产于独山中上部次闪石化辉长岩破裂带中上部的次闪石化中粗粒辉长岩和斜长岩中，受构造裂隙所控制，矿脉沿辉石岩和斜长岩中的张裂隙和断层带分布，以充填为主，交代为辅，一般矿体与围岩界线清楚，玉矿脉复杂多样，有单脉状、树枝状、交叉状、块状、对称条带状、平行条带状等。独山玉具细粒粒状结构，其中斜长石、黝帘石、黑云母、铬云母和透辉石呈他形一半自形晶紧密镶嵌，集合体呈致密块状。

（2）成矿温度：邓燕华（1992）选择玉石中的钙长石进行爆裂法测温，大致推测独山玉形成的温度为355℃-430℃，最高温度达500℃，属中高温矿床。

（3）成矿源岩：前人根据稀土元素及分配模式分析证明，独山玉的源岩是与独山玉在空间上密切相关的科马提岩、辉石岩、辉长岩和斜长岩。Sm-Nd相关性也证明科马提岩、辉石岩和斜长岩是独山玉源岩（邓燕华等，1992）。由此看来，岩体、玉矿体均是同源岩浆演化不同阶段的产物。

（4）成矿流体：对独山玉的氢氧同位素组成分析（邓燕华，1992），并将组成值投影到 δD （100%）— $\delta^{18}O$ 关系图上，其投点落在原生岩浆水区附近，表明独山玉的成矿流体为原生岩浆水，矿床属岩浆热液成因（廖宗廷等，1998）。

（5）成矿年龄：据前人的研究，独山玉成矿岩体和独山玉的K-Ar同位素年龄测定结果，天蓝色独山玉中铬云母的年龄为338.67Ma，次闪石化辉石岩中角闪石的年龄为338.67Ma，紫色独山玉黑云母的年龄为569.31Ma（廖宗廷等，1998）。由于其测定矿物均可能是蚀变矿物，因此，一些学者将此作为独山玉后期的蚀变年龄。但考虑到这些矿物是同样是玉石的重要组成矿物，结合野外地质观察研究，我们认为这些年龄可能大致代表独山玉的成矿年龄，即独山玉形成于加里东期-华力西期。

3、成床成因

独山玉矿床位于秦岭造山带中，其形成必然与秦岭造山带的构造演化密切相关。对于秦岭造山带的形成和构造演化，不少学者先后对秦岭作过精辟论述（廖宗廷等，1997；王鸿祯等，1990）。基于前人的研究成果，并结合独山玉的矿床特征和形成条件，可大致将独山玉的成因过程归纳如下：

（1）秦岭造山带在未发生碰撞之前，为一扩张古大洋，大洋中火山活动频繁，这些火山活动形成橄榄质科马提岩、辉石岩和辉长岩等。

（2）加里东期，由于华北板块与扬子板块相向运动，秦岭洋开始关闭，伴随之洋壳沉积物加厚，同时随着地幔岩浆分异作用的进行，其粘度加大，岩浆直接上升到洋底的通道被堵塞，于是便在深部形成岩浆房，岩浆房又分异出辉石岩、辉长岩和斜长岩岩浆。

（3）伴随俯冲作用的进行，构造作用同时加剧，首先是辉石岩浆上升到一定位置形成辉石岩体，然后斜长岩浆也在构造作用下沿断裂上升，并充填在辉石岩体内形成斜长岩。

（4）斜长岩的后期热液沿断裂裂隙上升，并在辉长岩、辉石岩和斜长岩的构造裂隙中充填交代，在大约350-500℃温度条件下形成独山玉石，玉石成分以钙长石为主，含少量交代残余体拉长石和培长石。随着岩浆热液从早到晚，由于岩浆的热液从围岩中淋滤出的Ca、Cr、Fe等Ti主要元素和微量致色元素的增加，玉石的颜色发生无色-绿色-紫色-蓝色等变化。斜长石的牌号从An₉₇—An₁₀₀。

（5）由于华力西—燕山期花岗岩浆热液的进一步交代蚀变，部分钙长石蚀变成黝帘石，黑云母蚀变成白云母等。

4.4.4 SiO₂类玉石矿床

1、概述

这里的SiO₂类玉石包括石英微晶组成的芙蓉石、东陵石；由玉髓组成的碧玉、绿玉髓、玛瑙等；非晶质的含水胶状蛋白石（欧泊）；二氧化硅交代角闪石、蛇纹石石棉等而成的木变石、虎晶石；SiO₂热水置换交代形成的硅化木和其他化石等十余种。其范围分布之广泛，矿床类型丰富，有热液型（欧泊，玛瑙等），沉积型（玛瑙），伟晶岩型（芙蓉石），变质型（京白玉，东陵玉，密玉等）。

2、欧泊

欧泊按成因产状可分为两种类型：古风化壳型欧泊矿床和热液型欧泊矿床，以前者为主，如澳大利亚欧泊矿床，澳大利亚的库伯佩迪是世界上欧泊储量最大的矿床。欧泊的另一别名“闪山云”也是由其在澳洲的产地闪电岭（Lightning Ridge）转译而来的。捷克，墨西哥，美国等地的欧泊以热液型矿床为主，按欧泊的颜色来分，白欧泊的主要产地为澳洲的安达莫卡和库伯佩迪，新南威尔士的怀特克利夫斯以及昆士兰的约瓦赫，其次是巴西的皮奥伊州，捷克的切尔文尼察及美国的俄勒冈州；黑欧泊的主要产地为澳洲的闪电岭，其次是安达莫卡和昆士兰州的海利克斯；火欧泊的主要产地是墨西哥的格雷罗州，其次是匈牙利和美国的内华达。中国至今无高质量的欧泊矿床产出，但有欧泊矿床分布，以陕西八宝台蛋白石矿床为典型。该矿床中的矿体赋存于早期蚀变含长橄榄岩和辉石的风化壳中，风化壳厚8-10m不等，欧泊露头范围呈椭圆形。残坡积矿石中欧泊为乳白色，不透明，质地粗糙；砂质粘土矿石中的欧泊呈不规则脉状、团块状产出，欧泊呈乳白色、蛋青色、微蓝色，半透明-微透明，玻璃或珍珠光泽，质地细腻，但较多缟纹。

据沈忠悦（2004）报道，我国浙江首次发现变彩欧泊，变彩欧泊产于浙江江山侏罗系火山岩的孔洞中，呈巢状产出，单个欧泊原石呈卵形块状，鸡蛋大小，少量裂隙，外表被乳白蛋白石所包围。欧泊呈天蓝色、淡蓝色、蛋白白色，其中天蓝色者，透明，在室内漫射光线下转动欧泊，可见从其内部反射出鲜艳的绿色、蓝色、黄色和火红色的彩色色斑，有时又出现条带状色斑，并具有显著的火焰般闪烁，十分具有魅力，使人陶醉。

3、玛瑙

玛瑙矿床主要分布于基性和中性熔岩被中，有时分布于次火山侵入体和凝灰岩中，属热液型，沉积型和砂矿型，以热液型为主。含玛瑙和玉髓矿带多出现在中基性喷发岩系的多孔隙（杏仁状）岩石地段和熔岩破碎地段。玛瑙和玉髓充填于熔岩别的原生气孔、多节理交汇处和裂隙膨胀处。

玛瑙产地广泛，几乎遍及全球各地，红玛瑙主要来自巴西、印度，乌拉圭和中国云南；带玛瑙和黑玛瑙主要产自巴西、马达加斯加和乌拉圭；苔藓玛瑙主要来自印度和美国；灰白色玛瑙主要来自格鲁吉亚，冰岛，印度，美国和中国。中国的玛瑙主要产于黑龙江、吉林、辽宁、内蒙古、河北、山西、陕西、江苏、浙江、福建、新疆、湖北、广西、湖南、云南、西藏和江西等省区（戴苏兰，1999；廖喜林，1999；才文博等，2000；侯喜福，2001）。其中最著名的产地当推辽宁阜新。内蒙阿拉善盟额济纳旗至呼伦贝尔莫力达瓦斡尔一带分布大量残坡积、冲洪积玛瑙矿点，品种繁多，质地优良，称戈壁玛瑙，亦称“玛瑙湖”。湖南桃源县河流阶地砾石层中产出半透明、红色与乳白色相间轮纹、水波纹玛瑙。山东费县、莱芜白垩系酸性火山岩风化壳中产出肾状、结核状玛瑙。京雨花台所产的雨花石也以玛瑙为主，同时也包括玉髓以及色泽艳丽的火山岩，碧玉等小砾岩。

对于水胆玛瑙，我国很早就有记载。据南宋周密所撰《云烟过眼录》记载：“琼江石，浆水石，玛瑙也。二寸许乃块石耳，视之滴水在内，摇之则上下流动”。还有“越人董大千所蓄红玛瑙一块，径三寸许。摇撼之，其中有声汨汨然”。

玛瑙由含硅胶的热水溶液形成，水胆的形成也与玛瑙的形成过程相关。含硅胶的热水溶液充填于玄武岩空洞中，接触岩石外壁的先冷却，形成外壳，然后由外向内逐渐冷却。当物质来源不充分或供应暂时中断，便形成空心的玛瑙，有敞口的，也有封口的。先冷却的外壁，像鸡蛋壳一样，对内部有保护作用，使其相对处于封闭状态，内部物质冷凝速度减慢，往往沿空腔内壁形成一层由微粒石英组成的薄壳，其内有时可生长小晶簇或紫晶簇。充填于空腔的水气冷却并被封闭其中者，便形成水胆玛瑙。

4、硅化木

硅化木是真正的木化石，是地质历史时期的植物被迅速埋在地下后，被地下水中的二氧化硅交代而形成。我国硅化木的分布较广，浙江、新疆、云南、北京和西藏等均有分布，浙江、北京还建成了硅化木公园（李树武，2003；竺国强，2003；马文远，1999；周佩玲，2001；徐纯，2003）。

4、芙蓉玉

芙蓉石主要产于花岗伟晶岩脉中，属花岗伟晶岩型矿床。芙蓉石分布不广，世界上优质芙蓉石主要产于巴西，斯里兰卡。此外，缅甸、美国、西南非洲、马达加斯加等地亦产芙蓉石。中国芙蓉石主要产于内蒙古和河北，其次有新疆、陕西、湖南、广西、四川、江西等地。

4.4.5 青金岩矿床

1、成因类型

矿床地质研究表明，世界上几乎所有的青金岩矿床均属于接触交代矽卡岩型矿床，根据被交代岩石的成分，一般可将青金岩矿床进一步划分为镁质矽卡岩型和钙质矽卡岩型两大类型。世界上一些著名的青金岩矿床，如阿富汗萨雷散格、加拿大的累克港、俄罗斯小贝斯特拉等，属于前一类；智利青金岩矿床、阿富汗青金岩矿床等，属于后一类。

2、主要产地简介

（1）阿富汗的青金岩矿床：产于巴达赫尚省的含青金岩区，位于兴都什库山脉东部科克奇河流域。已知矿床和矿点较多，其中最著名的为萨雷散格青金岩矿床，矿床位于科克奇的河支流——萨雷散格河谷中，古人在这开青金岩玉石已有6000多年的历史了。早在公元前三世纪时，亚历山大大帝曾带领众多

的随从到神奇的古矿区，在寒风凛冽和雪光刺眼，到处是崩塌碎石和冰块的险途上，他爬行在一个又一个的古矿洞中，艰难的寻找马可·波罗在游记中所描述的“古人遗弃的一堆堆的青金岩”，终于由于环境太恶劣，只好无功而返（叶寅生，1996）。阿富汗所产青金岩块体的平均重量为2-7kg，偶尔可达100-150 kg。该矿床所产的青金岩呈深蓝色、天蓝色和浅蓝色，为细粒结构或隐晶结构，是世界上历史最为悠久的优质青金岩原料产地。玉石的矿物成分除青金石外，还含有透辉石、黄铁矿等，各种矿物的含量因玉石品种的不同而有所差异。

（2）俄罗斯的青金岩矿床：矿床产于滨贝加尔南部地区，包括小贝特拉矿床和斯柳甸矿床等，前者所产青金岩呈艳蓝色，后者所产青金岩质量较差。

（3）智利的青金岩矿床：矿床产于崎岖、贫瘠的安第斯山脉。所产的青金岩主要由青金石、方解石和黄铁矿组成，颜色一般较浅，呈浅蓝色，少数为深蓝色，块度较大（余平，1996）。

从世界青金岩矿床的分布来看，我国并不产这种玉石，那么，我国古代先民所使用的青金岩是从何处而来的呢？章鸿钊先生根据详细的史料考证后认为：“古称？琳出昆仑虚，是西方之产也。”因此推测，我国古代先民所使用的青金岩是来自国外，是通过进贡贸易的方式来到我国的（王昶等，1999）。

4.4.6 寿山石矿床

1、矿区概况

寿山石矿床主要分布福州市郊的寿山和峨嵋两地。寿山一带的原生矿主要分布在高山、都成坑、善伯洞、月尾、旗降等地，其中以高山产出最多。次生矿主要分布在寿山村附近的寿山溪中。按矿石特征及产出条件可分以下4个矿段：

（1）高山都成坑矿段：该矿脉带长约1200 m，宽约200~300m，约有70%的高、中档寿山石产于此段内。

（2）善伯洞月尾矿段：位于剃刀山火山机体的东南侧

（3）松坂岭—旗降—柳坪矿段：矿脉带分布于黄巢山西南及西侧的流纹岩与含角砾熔结凝灰岩中，围绕黄巢山成半环状分布，矿脉分段集中，特征也有不同。①旗降矿段主要由北北西向矿脉组成，赋存于层间破碎带中。②大山矿区位于旗降西部与其隔沟相望，见有走向呈北北西向的迪开石矿脉，呈不规则的透镜状，长度4~5m，最大宽度20cm。矿石呈灰白色，微透明，顺层交代—充填于熔结凝灰岩中。③柳坪矿段位于旗降东南约1 km处，在暗红色含角砾凝灰熔岩中有呈不规则脉状顺层交代叶蜡石矿脉。其中部分矿石质地细腻，曾开采作为普通档次工艺雕刻石及印章石使用。④松坂岭位于旗降以北1.5km处的，在该段见有3组寿山石矿(体)脉。此外，在柳(老)林的叶蜡石开采坑内，见有一组北东走向，宽几厘米的迪开石脉、水铝石—叶蜡石脉及走向北西、宽3-4 cm的迪开石脉。

（4）寿山溪的田黄石：主要分布于寿山溪两旁的水稻田中，在坑头至碓下溪岸水田中是优质田黄石集中的地段。其质地细腻，透明度好。在此地段以外的田黄石，色泽偏暗，且性脆，质地粗硬。田黄石原矿主要来自坑头占，经风化剥蚀、搬运至田中，磨圆度一般较好，呈卵蛋状。方宗瑶认为田黄石具有4大特征：即石形、色皮、萝卜丝纹、红筋(格)。“银裹金”(外白内黄)和“金裹银”(外黄内白)最为罕见，是宝中之宝。

2、矿床成因类型划分

依据成矿作用，在寿山石中，除田坑石属于外生风化沉积型矿床外，其余均与内生成矿作用有关，属于内生矿床。因与中生代火山热液活动有关，故又可称为火山热液矿床。由于成矿方式的差异，又可进一步分为热液交代型、热液充填型及热液交代—充填型等。

（1）热液交代型：主要分布在柳坪、虎口、大山，部分在旗降、松坂岭。矿体多呈层状，次为不规

则脉状、囊团状、透镜状。矿石以叶蜡石为主，次为硬水铝石、石英、绢云母、高岭石、迪开石等。矿体与围岩之间为渐变关系 在矿石中常见到交代残余现象 该类型矿石与工业叶蜡石关系密切。属普通寿山石类(中、低档印章石和雕刻石)，它占工艺寿山石产量的70 ~80%以上。

(2) 热液充填型：主要分布于高山、都成坑地段，其余地段少见。寿山石呈脉状，脉的宽度大小随裂隙变化而异，与围岩界线清楚。寿山石质地细腻，色泽艳丽，透明度好，质量上乘，多为高、中档寿山石的原料来源。

(3) 热液交代一充填型：主要分布于善伯洞、月尾、旗降、松坂岭等处，其它地段亦有所见。矿体以脉状、透镜状产出。矿石多以迪开石或高岭石矿物为主，少部分以叶蜡石为主 矿体除部分沿层间破碎带产出外，更多的是沿断裂裂隙充填交代。在近矿体处可见到一定宽度的蚀变带。围岩蚀变主要有迪开石化、叶蜡石化、高岭土化等。矿石多为中档及部分高档寿山石。

(4) 风化沉积型：该类型是原生的寿山石经剥蚀、搬运到低凹处，再经物理、化学风化作用后形成的。由于堆积场所不一，又可将其分为河床沉积型和山坡堆积型两类。坡积型寿山石俗称为“独石”或“山石”。其矿石质量视风化程度而异，其中不乏“上乘”品，但多数质地不如田黄石。田黄石多产于河溪砂砾层中，属河床沉积型。

4.4.7 青田石矿床

青田石矿床位于浙江东南部，矿区燕山期岩浆活动强烈，上侏罗统中酸性火山岩与侵入体广泛发育，普覆盖全区（陈涛，2001）。晚侏罗世强烈的火山活动伴随大规模的火山喷发和喷溢活动，由此形成大面积覆盖的火山碎屑岩，岩性主要以酸性为主的流纹质火山碎屑岩和熔岩，属富钾和富铝的岩石类型。

含矿层位主要是上侏罗统西山头组，含火山泥球晶玻屑流纹质凝灰岩层，该层位是叶蜡石型青田石矿体的主要层位，含矿层的蚀变以叶蜡石化为主，硅化次之。矿体在含矿层中的分布的连续性差，呈不规则的似层状、透镜状、团块状等，其规模大小变化较大，一般长几十m，特别纯的青田石矿体可达10-20m者已算是大矿体了。

矿体的分布除受层位控制外，还受构造控制，矿石矿物主要为叶蜡石及硬水铝石，并含少量高岭石、红柱石，脉石矿物主要为石英、绢云母、黄铁矿，显示出低温热液矿物组合的特征。

青田石矿床主要是酸性火山岩经热液蚀变形成的（叶良辅等，1931；范良富等，1985；朱选民等，2002），但对矿化蚀变的类型以及主要组成矿物的仍有争议。叶良辅等（1931）指出青田雕刻石属于叶蜡石，是酸性火山岩经中-高温热液相互作用产生叶蜡石化形成的。扬雅秀（1995）则认为，青田石的主要矿物成分不是叶蜡石，而是高岭石的三个多形矿物迪开石、珍珠陶石和高岭石。朱选民等（2002）根据研究认为，青田石的大部分品种是叶蜡石型，如灯光冻、封门青等，部分为迪开石型、伊利石型和绢云母型等非叶蜡石型，其中不乏青田石中的名贵品种，如冰花灯光冻、竹叶青等。可见认识尚存在较大分歧，矿床的成因机制还有待作深入细致的研究。

4.4.8 鸡血石矿床

到目前为止，鸡血石的产地主要有两处，一是浙江省昌化，二是内蒙古自治区巴林，分别称为昌化鸡血石和巴林鸡血石，它们分别具有不同的成因。

1、昌化鸡血石

昌化鸡血石产于浙江临安市昌化北区西北面的玉岩山一带。矿区中心位置为东经118度为55分，北纬30度15分。矿山走势自上溪乡西北角的鸡冠岩开始，向东北延伸，经灰石岭、康山岭、纤岭等山岭，长约10km。主矿区在海拔1230m的玉岩山北坡（包绍华，2002）。

矿区出露地层较为简单，产鸡血石的层位为上侏罗统劳村组，岩性为浅灰-灰白色流纹质晶屑、玻屑凝灰岩，晶屑成分以石英为主，长石次之；玻屑成分也为石英质，多数已脱玻化。岩石局部还见少量泥岩、粉砂质泥岩岩屑。碎屑含量变化较大，岩石普遍遭受次生硅化、迪开石化、明矾石化和辰砂化等蚀变，鸡血石就是上侏罗统火山岩经迪开石化和辰砂化的产物。

昌化鸡血石矿体的产出形态多种多样，主要受构造裂隙所控制，但主要分顺层理产出和穿插层理产出两种。顺层产出的矿体多为似层状、透镜状或不规则团块状，沿岩层层面断续分布，此类鸡血石矿体块度较大，但质量较差。切穿层理的矿体分布在节理中，多为脉状或沿裂隙分布的不规则团块状，此类鸡血石块度较小，但质地纯，水头足，辰砂含量高，常产出优质的鸡血石。

2、巴林鸡血石

巴林鸡血石矿位于内蒙古巴林右旗北部，地处大兴安岭西南端的东南侧。矿区所在地属华力西期兴安海槽的组成部分。该区晚华力西期形成兴安褶皱带，燕山早期受大兴安岭构造岩浆活动的影响，形成了与成矿作用关系密切的火山喷出岩和侵入岩（王子祥等，1994），巴林鸡血石矿床的矿体就赋存在上侏罗统玛尼吐组中，玛尼吐组岩性为流纹岩、流纹质角砾岩、安山岩等，普遍遭受硅化、高岭石化、叶蜡石化、明矾石化、辰砂化等蚀变，巴林鸡血石就是上侏罗统火山岩经后期高岭石化和辰砂化等热液蚀变而形成，矿床属低温火山热液型矿床。

巴林鸡血石矿体主要呈脉状产出，矿脉严格受南北向断裂构造控制，分段集中，密集成组，平行排列，矿脉一般长30-100m，宽0.3-1m。

4.4.9 煤玉矿床

煤玉矿床的成因很简单，即它仅是褐煤的一种形式。主要由沉积到水底的低等植物和部分高等植物在合适的温度，压力环境中发生物理化学变化而形成。世界上优质的煤玉主要产在英国英格兰北部约克郡，呈不同大小的团块产出，此外，还有法国的朗格多克省及西班牙的阿拉贡、加利西亚、阿斯图里亚、中国的抚顺、美国的科罗拉多州、德国的府腾保、加拿大的新斯科舍省等。我国辽宁抚顺的煤玉主要产于第三系煤层中，其雕刻品久负盛名。我国贵州水城也产煤玉，该矿床产于二叠纪煤层中，呈透镜状夹层，煤玉乌黑如墨玉，光亮不染手，致密块状，质地细腻，轻而坚韧，不易破碎，无裂纹。

4.4.10 珊瑚

由于珊瑚的外形像树，因而古人一直将此当做是生长在海里的树。唐代著名诗人韦应物的诗《咏珊瑚》云：“绛树无花叶，非石亦非琼。世人何处得，蓬莱石上生”。就是这种认识的最好证明。

现代科学证明，过去的这种认识是不正确的，珊瑚虽称树，可它实际上却是一种叫珊瑚虫的动物的分泌物。珊瑚属于腔肠动物门，其外形多种多样，有单体，有群体。在有性繁殖时产生的幼虫可以在海水中自由游泳，到成年期，便固定在海底岩石上或早期的骨骼上，无性繁殖以出芽生殖的方式，一代一代的珊瑚虫生活在一起形成群体。珊瑚虫在生长过程中分泌钙质的骨骼，每个个体又以共同的骨骼相连，呈树枝状，扇状或块状等不同形态。绝大多数的珊瑚生活在热带或亚热带的浅海中，可形成珊瑚礁，这类珊瑚骨骼疏松，不能用于宝石材料。而能作宝石的红珊瑚生活在较深（100-300m）海床上，呈群体产出，但不形成生物礁，它的骨骼致密坚硬。

摩纳哥海洋学家 Chisholm（2002）借助于红外技术，用一架红外视频摄像机捕捉珊瑚的活动。他注意到，当黑暗笼罩水池时，珊瑚中钻出一些深海蠕虫，它们抓住一些珊瑚，用颚把它们拖近石头，并用含有蛋白质的分泌物把它们粘到石头上。这些蠕虫的行为可以解释为何珊瑚礁大都形成在海底的砂质石头上。Chisholm 断定，通过把一些珊瑚粘结到可以获得的硬基质物上，深海蠕虫为占有珊瑚礁创造了稳定的条件。这种假设也解释了为何珊瑚总是成片生长，因为它们的形成与蠕虫的采食半径有关。Chisholm 指出，

如果蠕虫真如他所观察到的那样是造成珊瑚礁在大陆架边缘成片生长的主要原因，那么这将是说明生物群如何通过偶然或者故意的合作来创造有利于生物延续和进化的条件的又一个例子。

珊瑚主要产于太平洋西海岸的日本、中国台湾、琉球、南沙群岛等；地中海的意大利、阿尔及利亚、突尼斯、西班牙、法国等国家；以美国夏威夷北部中途岛附近的海区。

4.4.11 琥珀矿床

琥珀是一种古老的有机质宝石。现代宝玉石学研究认为，琥珀是中生代白垩纪至新生代第三纪的树脂松柏科植物，经地质作用后形成的一种有机化合物的混合物。很久以前骄阳似火，热浪笼罩着一片原始松林，烤得树皮发烫。在树枝折断或松干损伤处，不断地溢出金黄色的松脂。有股松脂恰巧粘住了一些小动物，并将其包裹其中，松脂的芳香和其它成分渗进白蚁的组织，置换出水份，并杀死细菌，使其永不腐败、完美如生。随着时光的流逝，地壳发生了变化，凸起的陆地沉溺下去，海水淹没了这片森林。这团松脂则归入成千上万团成因类似的松脂中，随着埋藏到倒伏的树干和朽枝烂叶以及泥沙的底下。历经千百万年、甚至上亿年的地质变化，树木变成煤炭，泥沙化为岩层，而埋在这其中的这些松脂则逐步聚合，失去化学活性，越来越坚固，终于石化成了金灿灿透明的化石——琥珀。

事实上，能形成琥珀的不仅是松脂、树脂，而且还有树胶。树脂包括松脂、水杉脂、红杉脂、贝壳杉脂等，树胶包括桃胶、樱胶、李胶、杨梅胶等，也就是说，琥珀不仅能由针叶树形成，而且也能由阔叶树形成，多种树的粘稠的汁液都可能形成。数千万年以前，在中美洲有一种叫厚叶豆（*Hymenaea*）的树木，据说它的汁液是当地形成琥珀的主要来源。可是，尽管有现代化的分析仪器，如红外线分光镜，研究人员还是弄不清形成琥珀的各个具体的树种（曹克清，2000）。

琥珀矿床的产地众多，国外主要有波兰、德国、丹麦、俄罗斯、多米尼加、罗马尼亚、捷克、意大利、挪威、英国、新西兰、墨西哥、缅甸、黎巴嫩、美国、加拿大、智利等。

中国的琥珀矿床主要产在新生代第三系泥砂质及含煤系地层中，其次产于中生代的白垩系地层中。已知的产地有辽宁、河南、云南、福建、西藏等省区。