

吉林省前寒武纪地层

周晓东^{1,2}, 朱殿义³, 孙永杰²

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2. 吉林省地质调查院, 吉林 长春 130061;

3. 吉林省第六地质调查所, 吉林 延吉 133001)

[摘要] 吉林省前寒武纪地层可见有太古宙变质表壳岩系、古元古代中深变质火山—沉积岩系、吉南新元古代陆源碎屑岩—碳酸盐岩组成的盖层沉积岩系和吉北造山带新元古代变质火山—沉积岩系4种类型。其中太古宙地层龙岗陆块具有多陆块拼贴的特点,可划分为龙岗岩群(四道砬子河岩组、杨家店岩组)、夹皮沟岩群(三道沟岩组、老牛沟岩组)、板石沟岩群、南岗岩群(鸡南岩组、官地岩组)、清原岩群。分别代表白山镇地块、夹皮沟镇地块、板石沟地块、和龙地块和清原地块的变质表壳岩系,其中除龙岗岩群可能为中太古代外,其余地质体的时代均为新太古代。古元古代地层有集安岩群、光华岩群和老岭岩群,前两者为古元古代早期裂谷环境沉积,分别可进一步划分为蚂蚁河岩组、荒岔沟岩组、大东岔岩组、双庙岩组和同心岩组,沉积时限为2 300~2 100Ma;后者为古元古代晚期内克拉通凹陷沉积,可进一步划分为林家沟岩组/达台山岩组、珍珠门岩组、花山岩组、临江岩组和大栗子岩组,沉积时限为1 900~1 800Ma。吉南新元古代地层的岩石地层学属性基本清楚,按新元古代三分的观点,其中细河群及其以下地层时代为青白口纪。浑江群时代为震旦纪,吉南地区缺失南华系。吉林省北部造山带中沿色洛河—海沟—青龙村—江城一线的元古宙地层事实上为不同时代、不同性质的构造岩片堆叠体,属于构造地层学范畴;具有层状地层特征的仅有敦化地区的塔东岩群、蛟河地区的新兴岩组、九台地区的机房沟岩群、辽源地区的西保安岩组以及安图地区的万宝岩组,时代可暂置于新元古代。

[关键词] 地层; 堆叠带; 构造岩片; 前寒武纪; 吉林省

[中图分类号] P534.1 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1001-2427 (2006) 03-001-10

吉林省层状地质体尽管出露面积相对较小,但其成因、构造背景极为复杂,大致可以划分为5种类型:克拉通结晶基底的中深变质火山—沉积岩系;克拉通内造山带中深变质火山—沉积岩系;克拉通盖层沉积岩系;陆缘造山带(兴蒙—吉黑造山带)浅变质火山—沉积岩系;濒太平洋活动陆缘陆相火山—沉积岩系。正是由于这些地层成因和构造背景的复杂性,虽然经过众多地质学家多年的研究,但许多地层学问题仍存在较大的争议。这种争论无论是早期以传统的统一地层学理论的研究,还是近代运用现代地层学理论的研究,均未停止过。其中分别在两个时期最具代表性的、内容包含最全面的《吉林省区域地质志》^[1]、《吉林省岩石地层》^[2]的出版之初就有不同的意见发表。《吉林省岩石地层》作为全国地层多重划分对比研究的子课题之一,应该说较全面地总结了截止20世纪90年代中期吉林省地层学的研究成果,基本正确地厘定了吉林省地层序列,代表了当时吉林省地层学的研究水平,其成果也大多反映到《中国地层典》之中^[3]。但是,由于《吉林省岩石地层》编撰之际正是传统的统一地层学向现代地层学的发展初期,虽然多重地层划分对比的思想也被广泛应用在不同比例尺的基础性地质调查之中,但是,构造岩石地层单位、构造(堆叠)地层体、事件地层研究明显较差,对太古宙不同类型的表壳岩系以及广泛出露的第四纪火山岩系没有

[收稿日期] 2005-07-22; **[修订日期]** 2006-06-08

[作者简介] 周晓东(1963-),男,吉林伊通人,吉林大学博士研究生、教授级高工。

提出明确的划分方案；而对一些具有构造堆叠性质的地层体则或按层状有序的观点进行地层划分、或采取了回避的态度没有描述（如色洛河群）。近年来，通过1:25万区域地质调查，陆续取得了一批野外实际资料；一些学者也通过锆石微区原位测年等方法取得了一批较先进的同位素测年数据；同时，随着新的国际地层表（2004）^[4]的发布，一些重要的地质界线被重新修订，因此，《吉林省岩石地层》所描述的许多岩石地层单位的地质属性（时代或构造乃至在地层序列中位置）需要重新认识。而且，由于《吉林省岩石地层》出版发行量较少，虽已出版近十年，并未被省内大多数野外地质工作者所熟知，在一些矿产勘查报告中仍采用传统的地层划分方案。为此，笔者受《吉林地质》编辑部之约将《吉林省岩石地层》出版以来地层学研究进展及个人的一些初浅的认识整理出来，供各位同仁参考。本文是其中的一部分。

吉林省前寒武纪地层主要出露在吉南龙岗复合陆块内，自下而上分别为克拉通结晶基底的中深变质火山—沉积岩系、克拉通内造山带中深变质火山—沉积岩系、克拉通盖层沉积岩系；吉林省北部造山带仅局部见有少量的被动陆缘型中浅变质火山—沉积岩系。具体地层学特征如下。

1 吉南地区太古宙地层

近年来国内外许多研究均已证实：长期被认为是铁板一块的克拉通、地盾和地台区均是由多个地块（地体）拼贴组成的。例如我国华北地台，南部已划出华山—熊耳与嵩山—箕山两个地体，东部已分出鲁西、胶北、胶南及黄海4个地体。吉南地区所谓龙岗地块的夹皮沟、板石沟、和龙等地区与龙岗山脉的主体太古宙地层的差异在层状有序地层划分时期就已经被确认，被划分为两个群^[1]，后又被称之为花岗绿岩带^[5-7]，随着相继花岗片麻岩的识别，花岗片麻岩也有较大的差异^[8,9]，相继提出夹皮沟、白山镇、板石沟、和龙等多个块体^①。因此，根据多地体拼贴的观点，吉南地区龙岗地块可以划分夹皮沟、白山镇、板石沟、和龙、清原5个变质地体。不同变质地体的构造岩石地层单位本着命名优先的原则，结合《中国地层典》，沿用传统的岩石地层单位名称，废弃1:5万区调填图新建的构造岩石地层单位，不同变质地体的太古宙地层特征如下。

夹皮沟变质地体太古宙地层为夹皮沟岩群，它可以划分成老牛沟岩组和三道沟岩组。老牛沟岩组为一套斜长角闪岩、角闪片岩夹绢云绿泥片岩、磁铁石英岩，以含铁为特征；三道沟岩组为一套绢云石英片岩、角闪变粒岩、绿泥片岩夹斜长角闪岩、磁铁石英岩。其中三道沟一带三道沟岩组黑云片岩锆石年龄为2 639Ma^[1]，推断夹皮沟岩群时代为新太古代。但根据王义文（1994）的研究，夹皮沟金矿矿石铅同位素三阶段模式年龄为3 100~2 800Ma^②，该地区是否存在中太古代地层尚有待进一步研究。

白山镇变质地体太古宙地层为龙岗岩群，它可以划分成四道砬子河岩组和杨家店岩组。四道砬子河岩组为一套黑云斜长片麻岩、含榴黑云变粒岩及二长片麻岩夹斜长角闪岩；杨家店岩组为一套斜长角闪岩、含榴斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩夹磁铁

① 陈尔臻等. 中国主要成矿区（带）研究（吉林省部分）（内部出版），2003.

② 王义文. 金矿床定年方法进展及中国金矿床时代. 中国地质大学（武汉）地质科技情报，1994，（2）：53-57.

石英岩。其中四道砬子河岩组黑云斜长片麻岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $2\,972\text{Ma}^{[1]}$ ，杨家店岩组斜长角闪石锆石 Pb-Pb 等时线年龄为 $(2\,950 \pm 30)\text{Ma}$ (刘长安等, 1983)，时代为中太古代。

板石沟变质地体太古宙地层曾被认为是夹皮沟岩群的一部分，但从多地体拼贴的观点来看，板石沟变质地体与夹皮沟变质地体分别处在白山镇变质地体的两侧，使用同一构造岩石地层单位显然不合适，鉴于板石沟一带该套地层最为发育，并以板石沟铁矿而闻名，笔者建议新建板石沟岩群，岩石组合为一套黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩夹斜长角闪岩、磁铁石英岩，具有工业铁矿体，该岩群进一步划分尚需野外进一步工作。根据板石沟铁矿围岩黑云斜长片麻岩的锆石 Pb-Pb 等时线年龄为 $2\,526\text{Ma}$ 、不一致线上交点年龄为 $2\,501\text{Ma}^{[1]}$ ，时代为新太古代。

和龙变质地体太古宙地层也曾被认为是夹皮沟群的一部分，后又被称之为和龙群 (戴薪义, 1985)，由于和龙群与该地区中生代和龙群重名，且中生代和龙群已被广泛使用，建议将这一地区的太古宙地层改称为南岗岩群，以代表南岗山脉的基底，组级构造岩石地层单位沿用鸡南岩组、官地岩组。鸡南岩组为一套斜长角闪岩、黑云角闪变粒岩、斜长角闪片麻岩夹磁铁石英岩，具有工业铁矿体；官地岩组为一套黑云变粒岩、浅粒岩、绢云石英片岩、黑云斜长片麻岩夹斜长角闪岩、磁铁石英岩。根据采自和龙官地铁矿附近的 11 个点的锆石 U-Pb 不一致线上交点年龄为 $2\,508\text{Ma}^{[1]}$ ，时代为新太古代。

清原地块在吉南地区出露较小，仅在东风、柳河一带出露，其中的火山沉积地层呈规模较小的包体状产出，主要为一套斜长角闪岩、角闪变粒岩，局部夹磁铁石英岩，根据区域对比，相当于清原岩群的红透山岩组，时代为新太古代。

2 吉南地区古元古代地层

吉南地区古元古代地层属于辽东—吉南乃至朝鲜北部古元古代地层统一体的一部分，根据其变质岩的原岩组合、变质变形作用以及含矿性等特征可分为两套地层序列，在吉林省分别被称为集安岩群和老岭岩群。其中前者为一套各类变粒岩、浅粒岩夹斜长角闪岩、碳酸盐岩—矽线石榴片麻岩 (片岩) 组合，区域上可以与辽东南地区的宽甸群、“南辽河群”以及朝鲜北部的摩天岭系的底部 (包括狼林系的一部分) 对比；后者为一套石英岩—富镁大理岩—片岩 (千枚岩) 组合，可以与辽东南地区的草河群、“北辽河群”以及朝鲜北部的摩天岭系的大部分对比。由于这套地层普遍遭受了绿片岩相—角闪岩相的区域变质作用和不少于两期的构造变形作用，人们对两者的空间几何关系 (即在地层序列中位置的认识) 一直争议较大，代表性的观点有三：其一认为两者是上下叠置关系 (吉林地矿局, 1989、1997；王福润等, 1988、1995；姜春潮等, 1987；白瑾, 1993；武铁山, 2001)^[1-2, 10-14]；其二认为两者为横向相变关系 (张秋生等, 1988；辽宁地矿局, 1989；陈荣度等, 2003)^[15-17]；其三认为两者是构造拼贴关系，分属两个不同的大陆边缘 (贺高品等, 1998)^[18]。而两岩群的内部划分则更为混乱。此外，欧祥喜等 (1993) 进行 1:5 万区调时，在光华一带新发现一套变质玄武岩—石榴二云片岩—石榴变粒岩组合。新建光华岩群，使得吉南地区古元古代地层层序更为复杂。

2.1 集安岩群与老岭岩群的层序关系

集安岩群的下部主要为一套变质基性火山岩 (斜长角闪岩)—复成分碎屑岩 (浅粒岩

及各种变粒岩)夹蛇纹石化大理岩、石墨大理岩等;上部主要为一套变质泥质碎屑岩(为含高铝矿物矽线石、堇青石等各种片麻岩)夹砂质碎屑岩(浅粒岩、黑云变粒岩等)。在区域上逆冲与老岭岩群之上,形成金厂镇—板房沟—姚家街—黑沟(桓仁县)的大型逆冲构造带,其内部构造样式表现由同构造花岗岩为核部的一系列穹隆构造,并可见有大量的条痕状花岗岩、巨斑花岗岩等多类型花岗质岩石侵入,峰期变质作用为低压相系高角闪岩相。其中斜长角闪岩的岩石地球化学以低硅、低镁、富铁、富碱为特征, $TFe > MgO$ 。各类变粒岩、浅粒岩中 SiO_2 含量较低 ($SiO_2 < 55\%$) 的一部分岩石以富钙镁、低铝、低铁为特征, $CaO > MgO$, 但个别岩石铁含量相对较高; SiO_2 含量较高者 ($SiO_2 > 60\%$) 的一部分岩石 CaO 、 MgO 、 Na_2O 含量较低, K_2O 的含量较高。各类片麻岩的岩石地球化学表现为富铝、富钾、低钠、低钙的特征, $MgO > CaO$ 、 $K_2O > Na_2O$ 。原岩为一套基性火山岩—蒸发岩—硬砂岩—复理石建造组合,为地幔活化的克拉通裂谷环境沉积。关于集安群的同位素年龄资料相对较少,其中已知蚂蚁河岩组黑云变粒岩锆石不一致线年龄为 2 308Ma (王福润等 1988),与宽甸杂岩的沉积时限基本一致 (孙敏等, 1996)^[19]; 大东岔岩组片麻岩的全岩 Rb—Sr 等时线年龄为 1 916Ma (王福润等, 1988)^[10]、黑云母 K—Ar 年龄 1 909Ma、1 893Ma (据徐公愉等引自李璞, 1964)^[20]。显然大东岔岩组的同位素年龄较蚂蚁河岩组偏低,但由于大东岔岩组的变质程度达到了高角闪岩相,变质温度超过了两种测年方法的封闭条件,可以视为变质年龄。而且侵入集安岩群的条痕状花岗岩同位素年龄为 2 158Ma、2 164Ma (锆石 SHRIMP, 路孝平, 2004)^[21], 因此,集安岩群沉积时限应为 2 200~2 300Ma 左右,属于古元古代早期。

老岭岩群自下而上分别由石英岩—浅(变)粒岩组合、(白云质)大理岩、二云片岩、石榴二云片岩、十字石二云片岩夹大理岩及石英岩的岩石组合序列,从其区域上的构造样式上来看,其以线性构造为特征。各岩石地层单元依次呈条带状展布,尚未发现确切的岩浆岩侵入,峰期变质作用为中压相系绿片岩相。其中石英岩的岩石地球化学以高硅为特征, SiO_2 含量普遍高于 87%、特别是临江组石英岩可达 91% 以上; 各类微粒变粒岩、浅粒岩以富硅、富钠、低钾、低铁为特点; 二云片岩具以富铝、富钾、低硅、低钠的特点; 大理岩以富镁为主。其原岩具有初始稳定型背景下的早期克拉通盆地的石英砂岩—白云岩—页岩的沉积组合特点。老岭群的同位素测年资料相对较多,王集源等 (1984)^[22] 进行了系统的研究和总结,其中侵入花山组、临江组的伟晶岩中白云母的 K—Ar 年龄为 1 800~1 823Ma; 花山组和临江组的全岩 Rb—Sr 等时年龄分别为 1 861Ma、1 727Ma; 珍珠门组 8 个方铅矿的模式年龄平均值为 1 860Ma。这一结论得到了许多学者的认同,其数据被广泛地引用 (徐公愉等, 1985; 姜春潮等, 1987; 白瑾, 1993; 吉林省地矿局, 1988、1997)。因此,老岭岩群沉积时限应为 1 900~1 800Ma 左右,属于古元古代晚期。

综上,集安岩群与老岭岩群在变质原岩建造、变质变形作用以及构造样式、沉积的构造背景、地质时代等均有明显的不同,其中老岭岩群在吉林南部地区不同地点分别覆盖在太古宙地质体和集安岩群之上,虽未见直接接触关系,但其底部砾岩的砾石绝大多数为太古宙花岗质片麻岩、磁铁石英岩等,间接反映了老岭岩群底部的区域性不整合面的存在,我们有理由相信老岭岩群是集安岩群的上部地层。

2.2 集安岩群的内部层序

集安岩群的蚂蚁河岩组(含硼岩系)、荒岔沟岩组(含石墨岩系)的含义及属性多数学

者已经取得共识,而大东岔岩组(高铝岩系)的层位及其区域对比是争议的焦点之一,王福润等(1988)^①根据大泉源一带和平剖面珍珠门组之上的原临江组、花山组具有3期变质变形作用,认为与下伏老岭群有明显不同,应属于大东岔岩组的一部分,进而将通化南部地区原划分大面积的花山组、临江组统归于大东岔组。邢树文等(1994)^②对临江地区花山组、临江组、大栗子组进行了详细研究后发现三者均有3期变质变形作用,并构成了一个复式背斜,自下而上划分临江组、大栗子组并称之为老岭群下亚群,置于老岭群珍珠门组之下。李东津等(1997)在吉林省岩石地层清理过程中认同了上述观点,但认为大东岔岩组不能代表该套地层的全部含义,大东岔岩组仅与临江岩组相当,废弃了大东岔岩组,将吉南地区前述不同的高铝质岩系统归集安群。就笔者研究,通化南部西江一金厂一带珍珠门组之上普遍发育一套二云石英片岩夹大理岩—石英岩夹二云片岩,其岩石共生组合与临江地区的花山岩组、临江岩组完全一致,该套片岩直接覆盖珍珠门组之上,二者地层产状基本一致,之间有5~10cm风化壳,风化壳由碳酸岩颗粒及铁质组成,二者呈平行不整合接触。因此,可以确定珍珠门组之上确实存在有一套二云片岩—石英岩组合,即花山岩组、临江岩组仍属于老岭群的一部分。而大泉源镇和平—清河一线以南的原大东岔岩组为一套含石榴矽线斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩夹浅粒岩、黑云变粒岩,其中发育有大量花岗岩条带及岩脉,不仅在岩石组合及变质程度与临江岩组明显不同,而且在空间上与荒岔沟岩组紧密相伴,为真正意义上的大东岔组,属于集安岩群的一部分。因此恢复集安岩群原含义及层序,自下而上划分为蚂蚁河岩组、荒岔沟岩组、大东岔岩组。

2.3 老岭岩群的内部层序

老岭岩群珍珠门岩组为一套白云质大理岩、条带状大理岩、角砾状大理岩,层位稳定,珍珠门组之下的原达台山组相对复杂,以至有9种达台山组之说(姜春潮,1987)^[12]。白山市榆木桥子乡二道阳岔—红土崖双顶沟为一套厚层长石石英岩,底部见有少量砾岩,为达台山组的原始定义,这套长石石英岩具有较高的成分成熟度、结构成熟度,在剖面序列上岩石组构变化不大,原岩为一套砂坝相的长石石英砂岩,岩石地层学含义基本清楚,可以作为一个正式的岩石地层单位,笔者认为应该恢复达台山岩组;浑江北岸板石沟—四方山—林家沟地区以及大泉源一带主要为一套石英岩、长石石英岩—微粒浅粒岩、变粒岩夹碳酸盐岩及炭质板岩,其划分方案有一分(唐守贤,1990)、二分(王福润等,1988、1989)、三分(吉林省地矿局,1997)之争。从变余组构、岩石地球化学等来看,其原岩为一套石英砂岩—粉砂岩—粉砂质泥岩夹碳酸盐岩组合,其中有微粒浅粒岩、变粒岩变余水平层理、微细韵律层理,碳酸盐岩的原岩包括了泥灰岩、灰岩、白云岩,反映了障蔽下低能环境的沉积,即属前述砂坝相后缘坝后盆地相。根据其岩石学组成、原岩建造特征分析,以及从岩石地层单位的可填图性的角度来看,我们认为无进一步划分的必要,可以作为一个组级岩石地层单位,依据命名优先的原则采用唐守贤(1990)所提出的林家沟组,其与达台山岩组为同时异相的产物。珍珠门岩组之上为一套二云片岩、二云石英片岩、十字石榴二云片岩—石英岩。早在1943年日本人斋藤林茨(1943)把这套地层称之为盖平统,并划分花山层、临江层、大栗子层,并被广泛使用。20世纪80年代后期随着变质变形研究的开展,一

① 韩雪,王福润等. 1:5万大泉源等6幅区域地质调查报告. 1988.

② 邢树文,孙永杰等. 1:5万石人等4幅区域地质调查报告. 1994.

些学者强调临江地区上述地层普遍具有3期变质变形作用,而珍珠门组及其之下地层可识别有两期变质变形作用,故认为属老岭群下部层位,或称之为老岭群下亚群(邢树文等,1994)、或置于集安群之中(吉林省地矿局,1997),甚至单独建立临江群、花山群、大栗子群(唐守贤等,1990)。事实上,珍珠门组为一套能干度较高的厚层状碳酸盐岩;而其上地层为一套能干度较低的泥质岩石,这种岩石能干度的重大差异在一定构造层次的变形作用过程中必然表现出不同的构造形态,因而造成人们认识上的差异。在区域上花山岩组及其以上地层密切相伴于珍珠门岩组之上,同时,如前所述在通化金厂岭花山岩组平行不整合和在珍珠门岩组之上,临江岩组整合于花山岩组之上。至于临江地区花山组等可见有3期变形作用可能正是这种由于岩石能干性差异而造成的,或是该套地层处于小四平—荒沟山S型断裂带与鸭绿江断裂带之间,叠加了中生代构造变形。我们认为应该恢复花山岩组、临江岩组、大栗子岩组的原层序。故老岭群自下而上为达台山岩组/林家沟岩组、珍珠门岩组、花山岩组、临江岩组、大栗子岩组。当然,花山岩组与大栗子岩组是否为同一岩石地层单位尚有待进一步研究。

2.4 光华岩群

光华岩群系欧祥喜等1993在1:5万光华幅区调工作中所建,并与2000年正式发表^[23]。光华岩群始分双庙岩组、同心岩组、小青沟岩组、杨木桥岩组等4个岩组,就笔者野外观察原剖面双庙岩组、同心岩组岩石地层学含义基本清楚;其中前者为一套斜长角闪岩,以变余气孔状构造、杏仁状构造发育为特征,变形相对较弱,常被称为变质气孔状玄武岩;后者为一套石榴二云片岩、含榴变粒岩、石榴变粒岩,原岩为一套陆缘碎屑岩建造。而上部的小青沟岩组中的部分黑云变粒岩、含榴变粒岩与下伏同心岩组界线标志不清楚,可以归入同心岩组,部分地区的变质流纹岩事实上为三叠纪长白组,应予以剔除;更上的杨木桥岩组为一套含铁的火山硅铁质建造,属于新太古代壳岩系。因此,光华岩群自下而上可划分为双庙岩组、同心岩组。

光华岩群空间上出露在龙岗变质地体与板石沟变质地体的拼合带内,其中的变质玄武岩结晶锆石的同位素年龄为2 118Ma(路孝平,2003年面告),时代显然为古元古代,虽然其与集安岩群在变质变形上具有较大的差异,考虑到其下部发育有与集安岩群底部相似岩石地球化学的碱性玄武岩,可以将其作为集安岩群同一构造事件不同构造部位的产物,即在地层序列上,二者为同时异相。

3 吉南地区新元古代地层

吉南地区新元古代地层为一套克拉通盆地型沉积,前人对该套地层所划分的岩石地层单位基本上符合岩石地层学含义,层位及接触关系基本清楚,因此,地层序列是基本清楚可靠的。现根据近年来的一些研究成果以新元古界3分的观点将新元古代地层序列划分如表1。并对其中一些问题进行必要的说明。

马达岭组为一套陆相辫状河流相红色复陆屑建造,一直被认为是中生代地层,1993年笔者等在1:5万区调工作中发现其平行不整合于钓鱼台组之下,提出了其时代为青白口纪的认识(陈跃军,1995)^[24]。但是,由于马达岭组与同为钓鱼台组之下的白房子组在空间上并不直接接触,《吉林省岩石地层》(吉林省地质矿产局,1997)根据两者同为钓鱼台组的下伏地层的特点,认为两者为同时异相的产物。事实上,马达岭组为一套河流相沉积,其

上被钓鱼台组平行不整合覆盖，相当于层序地层学的低水位体系域，从盆地分析的角度来看，其对应的海相沉积物应该为陆缘斜坡相的水下扇。而白房子组与其上的钓鱼台组呈整合接触，岩石组合为一套滨浅海相的陆源碎屑岩建造，相当于层序地层学的海侵体系域。因此，我们有理由相信马达岭组较白房子组时代略早，层位应置于白房子组之下。

表1 吉南地区新元古代多重地层划分对比表

Table 1 Correlation of multiple graphic division in Neoproterozoic in the southern part of Jilin Province

年代地层单位				岩石地层单位	古生物特征
界	系	群	组	岩石学组成	
新元古界	震旦系	浑江群	青沟子组	黑色页岩夹灰色厚层状灰岩、白云质灰岩。	<i>Leiosphaeridium</i> sp., <i>Archaeofavosina</i> aff. <i>granulata</i> 等。
			八道江组	浅灰色—灰白色叠层石灰岩、含硅质条带叠层石灰岩、角砾状叠层石灰岩。	<i>Asperatopsophosphaera umishanensis</i> <i>Trematosphaeridium</i> sp. 等。
			万隆组	灰色、浅灰色薄层碎屑灰岩、粉屑灰岩夹泥晶脉灰岩、叠层石灰岩及钙质粉砂岩。	<i>Baltisphaeridium</i> — <i>Cymaliospheridium</i> — <i>Micrhystridium</i> 组合。
	南华系				
	青白口系	细河群	桥头组	青灰色、灰白色石英砂岩、含海绿石石英砂岩、铁质石英砂岩夹黄绿色粉砂岩、粉砂质页岩。	<i>Trachysphaeridium</i> , <i>Simpley</i> , <i>Tcuitum</i> , <i>Archaeofavosina</i> sp. 等。
			南芬组	紫色、黄绿色、灰绿色页岩、粉砂质页岩，底部为紫色、黄绿色泥灰岩。	<i>Protosphaeridium</i> sp, <i>Trachysph</i> sp. <i>Aeridium</i> sp. 等。
			钓鱼台组	灰白色厚层石英砂岩。底部局部见砾岩、夹赤铁矿层；顶部见有含海绿石石英砂岩。	
			白房子组	黄绿色、灰绿色含砾砂岩、砂岩、粉砂岩、页岩互层。下部局部夹含鲕绿泥石赤铁矿层。	
			马达岭组	紫色、灰紫色砾岩、含砾砂岩、砂岩。	

从新元古界3分的角度来看，吉南地区细河群及其以下地层与辽东地区完全一致，与苏皖地区相应的地层序列也基本可以对比，时代置于青白口纪应无大谬。浑江群为一套台地碳酸盐岩—藻礁碳酸盐岩—礁后盆地黑色页岩建造组合，与相邻地区进行精确的岩石地层对比较为困难，一些文献普遍采用了以细河群顶部连续沉积的认识将之与上述地区进行地层对比。事实上，浑江群底部的万隆组与下伏桥头组呈平行不整合接触，并可见厚薄不等的风化壳^[25-26]，而且吉南—辽东的部分地区（如集安、桓仁、本溪等地）细河群与寒武纪地层直接接触，缺失青白口纪—寒武纪间的沉积物，从生物地层学来看，万隆组中产有微古植物 *Baltisphaeridium*—*Cymaliospheridium*—*Micrhystridium* 组合，与辽宁旅大地区的兴民村组的微古植物组合特征基本一致^[27-28]，因此笔者认为，吉南地区浑江群在区域上应该与辽宁旅大地区的金县群对比，时代为狭义的震旦纪，缺失与五行山群相当的地层，即缺失南华纪地层。

4 吉林省北部造山带新元古代地层

最早被确认的吉林省北部造山带元古宙地层为唐守贤（1986）在编写《吉林省区域地质志》所建立的色洛河（岩）群，当时被认为是龙岗陆块的一部分。20世纪90年代以来的区域地质调查陆续确认了大量的元古宙地层，主要有：色洛河岩群（1：5万大红石砬子等

6幅),海沟岩群、万宝岩组、张三沟岩组(1:5万大蒲柴河等6幅),江城岩组(1:5万柯岛等9幅),机房沟岩群(1:5万上河湾等3幅),歪石砬子岩组(1:5万小四平等4幅),二合屯砂板岩(1:5万上营等4幅)等;一些原来的早古生代地层如塔东岩群、青龙村岩群、西保安岩组也被认为属于元古宙地层。如此众多的由不同岩石类型组成的不同(构造)岩石地层单位,分别呈一系列大小不等的残留体残存在不同时代的花岗岩体之中,它们彼此之间并不直接接触,没有直接的沉积接触关系,一些所谓的“岩群”如色洛河岩群、海沟岩群的内部各岩组变质变形有较大的差异,相互间多呈构造接触,因此这些不同(构造)岩石地层单位的时空演化关系无法建立。从已知的同位素测年成果来看,歪石砬子岩组变粒岩锆石年龄为混合锆石单点2 399Ma、机房沟岩群变粒岩锆石年龄为1 355Ma、西保安岩组锆石年龄为635Ma(以上均为T207/206年龄)、海沟地区斜长角闪岩的铅模式年龄为2 030Ma、二次模式年龄为2 406Ma、塔东岩群铁矿围岩黑云母K-Ar年龄为1 210Ma、青龙村岩群的黑云母斜长片麻岩全岩K-Ar年龄为669.5Ma、二合屯砂板岩变质砂板岩Rb-Sr等时线年龄638Ma。色洛河岩群的同位素年龄更为复杂,红旗沟一带云母片岩中白云母的K-Ar年龄1 645Ma、侵入大理岩内的伟晶岩中白云母K-Ar年龄1 618Ma(二次验证测定为1 652Ma),金银别地区变质基性火山岩全岩Rb-Sr等时线年龄1 377Ma,变质砂板岩Rb-Sr等时线年龄805Ma、945Ma。上述同位素年龄几乎涵盖了整个元古宙,甚至可能包括一些新太古代地层。但从已经获得的古生物资料来看,色洛河高兴小学一带色洛河岩群板岩中产有 *Protosphaeridium* sp.、*P. densum*, *Trematosphaeridium* sp., *Ethmosphaeridium* sp. (以上由南京古生物所尹磊明鉴定), *Lophosphaeridium* sp., *Leiominuslula* sp. 以及具刺疑源类等(地科院高林志鉴定);万宝一带万宝岩组中产有 *Lophosphaeridium* sp., *Leiominuslula* sp., *Leiopsphosphaera solida*;和龙仲里青龙村岩群大理岩产有 *Trachysphaeridium* sp., *Leiopsphosphaera* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp.^[29];二合屯砂板岩中产有 *Leiopsphosphaera minorminor*, *Trachysphaeridium incrassatum*^[30]。上述不同地点不同地层单位的化石虽然不尽相同,但不同的鉴定者所确定的时代均为新元古代。

综上所述,前述各地层单位发现的古生物化石时代均为新元古代,而那些哑地层的同位素年龄极为复杂,从区域构造以及一些地质体的岩石学特征、构造接触关系来看,所谓的“槽台边界”附近色洛河—海沟—青龙村—江城一线的色洛河岩群、海沟岩群、张三沟岩组、青龙村岩群、江城岩组等尽管出露并不连续,其间被晚期花岗岩所隔(主要为中生代花岗岩),但总体上呈北西西向的带状展布,不同岩石类型之间呈构造接触,局部见有高压相系的变质作用(江城岩组)。根据最新的锆石SHRIMP测年资料,不同地质体的同位素年龄差别很大,其中色洛河一带的变质安山岩、青龙村岩群的黑云斜长片麻岩的同位素年龄均为250 Ma左右,而松江河一带张三沟岩组角闪变粒岩的同位素年龄为2 500Ma左右(李承东2005年面告),前者时代为晚二叠世,后者的时代为新太古代。因此,这一构造带内所谓的元古宙地层事实上为被中生代花岗岩肢解的不同时代、不同性质的构造岩片堆叠带,属于构造地层学范畴,这些构造岩片的时代分别为新太古代、新元古代、古生代,堆叠时间可能为中生代早期。东风地区的歪石砬子岩组同样处于所谓的“槽台边界”构造带内,具有明显的多期次变质变形作用^[31],变粒岩锆石年龄为2 399Ma,应为新太古代壳岩系推覆该构造带内。那么具有层状地层特征的仅有敦化地区的塔东岩群、蛟河地区的二

合屯砂板岩、九台地区的机房沟岩群、辽源地区的西保安岩组以及安图地区的万宝岩组。其中二合屯砂板岩、万宝岩组产有新元古代微古植物化石,时代为新元古代无疑,但二合屯砂板岩与相临的张广才岭地区张广才岭群的新兴组岩石组合、生物特征基本一致,应予废弃,改用新兴组。塔东岩群、机房沟岩群、西保安岩组原岩均为海相火山岩夹碎屑岩建造,并以含铁为特征,应属同一拉分事件的产物,分别代表了佳木斯地块、可能存在的松嫩地块、辽北地块活动陆缘堆积,其中塔东岩群被认为可与张广才岭群的红光组和新兴组对比^[32],可将三者的时代置于新元古代。

参 考 文 献

- [1] 吉林省地质矿产局. 吉林省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1988, 1-698.
- [2] 吉林省地质矿产局. 吉林省岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997, 1-324.
- [3] 《中国地层典》编委会. 中国地层典 (古元古系—第三系) [M]. 北京: 地质出版社, 2000.
- [4] F. M. Gradstein *et al.* International Stratigraphic Chart (2004) [J]. 地层学杂志, 2005, 29 (2).
- [5] 戴薪义, 刘劲鸿, 邵建波等. 吉林省夹皮沟—金城洞花岗绿岩带地质特征 [J]. 前寒武纪地质, 1989, (4).
- [6] 李俊建. 辽北—吉南地区太古宙花岗岩—绿岩带地质地球化学 [J]. 地球化学, 1996 (2).
- [7] 林宝钦. 吉林桦甸地区三道沟—夹皮沟晚太古代绿岩带特征 [J]. 沈阳地质矿产研究所集刊, 1981, (4).
- [8] 孙德有, 林 强, 吴福元, 葛文春. 吉林太古宙TTG岩石的两种演化趋势 [J]. 吉林地质, 1997, 16 (4).
- [9] 孙德有, 葛文春, 吴福元等. 吉林南部太古宙英云闪长质片麻岩的特征及成因 [J]. 长春地质学院学报, 1995, 25 (4).
- [10] 王福润, 张廷秀, 韩 雪, 王显武. 吉南地区集安群与老岭群接触关系的确立 [J]. 吉林地质, 1988, 7 (3): 21-28.
- [11] 王福润. 浅谈吉南地区早元古代变质岩系区域构造地质特征 [J]. 吉林地质, 1995, 14 (2): 10-17, 30.
- [12] 姜春潮等. 辽吉东部前寒武纪地质 [M]. 沈阳: 辽宁科学技术出版社, 1987, 6-150.
- [13] 白 瑾. 华北陆台北缘前寒武纪地质及铅锌成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1993, 9-105.
- [14] 武铁山. 华北早前寒武纪 (太古宙—古元古代) 岩石地层单位划分、对比及地质年代属性讨论 [J]. 中国区域地质, 2001, 30 (2): 116-127.
- [15] 张秋生等. 辽东半岛早期地壳与矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1988, 221-254.
- [16] 辽宁省地质矿产局. 辽宁省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1989, 33-35.
- [17] 陈荣度, 李显东, 张福生. 对辽东古元古代地质的若干问题的讨论 [J]. 中国地质, 2003, 30 (2): 207-213.
- [18] 贺高品, 叶慧文. 辽东—吉南地区早元古代两种类型变质作用极其构造意义 [J]. 岩石学报, 1998, 14 (2): 152-162.
- [19] 孙 敏, 张立飞, 吴家弘. 早元古代宽甸杂岩的成因: 地球化学证据 [J]. 地质学报, 1996, 70 (3): 207-222.
- [20] 徐公愉, 吴家弘. 吉林早前寒武纪地层及同位素地质年代学研究 [J]. 天津地质矿产研究所所刊 (第13号), 1985, 33-47.
- [21] 路孝平, 吴福元, 张艳斌, 赵成弼, 郭春丽. 吉林南部通化地区古元古代辽吉花岗岩的侵位时代与形成构造背景 [J]. 岩石学报, 2004, 20 (3): 281-292.
- [22] 王集源, 吴家弘. 吉林省元古宇老岭群的同位素地质年代学研究 [J]. 吉林地质, 1984, 3 (1): 11-21.
- [23] 欧祥喜, 马云国. 龙岗古陆南缘光华岩群地质特征及时代探讨 [J]. 吉林地质, 2000, 19 (1): 16-25.

- [24] 陈跃军, 周晓东. 吉南地区马达岭组的时代重新厘定及其意义[J]. 吉林地质, 1996, 15(2): 27-29.
- [25] 周晓东, 殷长建, 陈跃军. 试论层序地层学在 1/5 万区调工作中的应用——以浑江地区为例[J]. 吉林地质, 1997, 16(2): 38-43.
- [26] 周晓东, 陈跃军. 吉南地区新元古代地层沉积模式[J]. 吉林地质, 1999, 18(1): 13-18.
- [27] 高林志, 乔秀夫. 浑江前寒武纪丝状藻及其环境意义[J]. 地质论评, 1992, 28(2): 140-148.
- [28] 乔秀夫, 殷长建等. 吉林浑江流域新元古界露头层序地层[J]. 中国区域地层, 1995, (2): 99-111.
- [29] 贾大成. 青龙村群及其地质时代[J]. 吉林地质, 1994, 13(1): 31-34.
- [30] 石新增, 李树田, 时友东等. 二合屯砂板岩的地质特征及形成时代[J]. 吉林地质, 1998, 17(4): 1-10.
- [31] 纪春华. 歪石砬子变粒岩构造演化序列[J]. 吉林地质, 1998, 17(4): 45-48.
- [32] 王友勤. 中国东北地区前寒武纪地层[J]. 吉林地质, 1996, 15(3-4): 1-14.

The Precambrian strata of Jilin Province

ZHOU Xiao-dong^{1,2}, ZHU Dian-yi³, SUN Yong-jie²

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China; 2. Institute of Geological Survey of Jilin Province, Changchun 130061, China; 3. The Sixth Geologic Survey of Jilin Province, Yanji 133001, China)

[Abstract] The Archeozoic metamorphic supracrustal rock series, Paleoproterozoic mid deep metamorphic volcanic—sedimentary rock series, superficial sedimentary rock series formed by the Neoproterozoic terrigenous clastic rock—carbonate rock in the southern part of Jilin Province and the Neoproterozoic metamorphic volcanic—sedimentary rock series in the orogenic belt of the northern part of Jilin Province can be discovered. Among them, the Archeozoic strata Longgang landmass is of a multiple matching of landmass character which can be divided into Longgang Group (Sidao Lazihe Formation and Yangjiadian Formation), Jiapigou Group (Sandaogou Formation, Laoniugou Group, Banshigou Group, Nangang Group (Ji'an Formation, Guandi Formation) and Qingyuan Group, which stand for Baishan Town massif, Jiapigou Town massif, Banshigou massif, Helong massif and metamorphic supracrustal rock series of Qingyuan massif respectively, among them Longgang Group may belong to Mesoproterozoic era, the others belong to the Neoproterozoic. The Ji'an Group, Guanghua Group, of the Paleoproterozoic strata show the early rift sedimentation, which can be further divided into Mayihe Formation, Huangchagou Formation, Dadongcha Formation, Shuangmiao Formation and Tongxin Formation, the sedimentary age is 2 300~2 100Ma. The Laoling Group shows the late intracratonic depression sedimentation, which can be further divided into Linjiagou Formation/Dataishan Formation, Zhenzhumen Formation, Huashan Formation, Linjiang