

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

試 論 浙 皖 贛 深 斷 裂 帶

朱 鈞 張 景 垣

本文所論述的深斷裂帶,自江西省貴溪縣起,經弋陽、德興、婺源等縣,入安徽省休寧縣境,北東入浙江省昌化、孝豐、長興等縣,而沒於太湖中,全長約 500 公里;橫跨江南地軸及錢塘江褶皺帶兩個大地構造單元,寬約 60 公里。

一、浙皖贛深斷裂帶的地質特征

浙皖贛深斷裂帶除有磁力異常顯示外,在大地構造位置、火成活動、斷裂作用、變質作用、內生金屬礦床特性等方面,均具有一系列特征,茲分論如下(圖 1、2)。

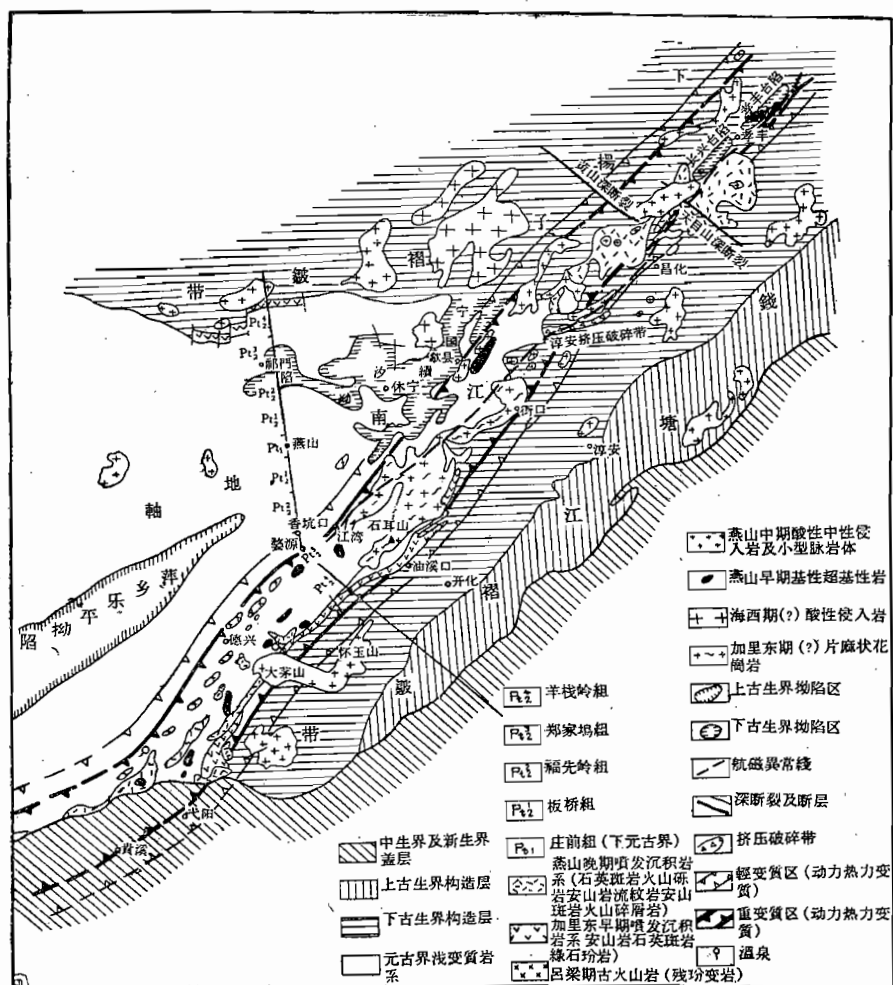


图 1 浙皖贛深斷裂帶示意图 (張景垣編制)

松木塢組，系一套火山噴發沉積岩系，乃自前震旦紀地層中劃出而來。其長數百公里，寬數百米至千餘米，構成緊鄰江南地軸的北東軸向向斜層的最下部層位，而下恆與前震旦紀千枚岩系斷層相接，上與志棠組呈過渡性質。根據中段油溪口至大板灣剖面，岩性自上而下可分為三部：上部以中性火成岩為主，夾有薄層沉積岩；中部火山噴發岩與沉積岩相間出現；下部為正常沉積的碎屑岩。全組總厚 4,000 米左右，其中所夾火山岩厚近 1,000 米，包括夾在沉積岩中呈透鏡體者在內，分 15 層，可能系水下間歇性噴發，其作用由弱趨強，上部最厚一層安山岩流厚 295 米，往往沿走向連續出露達數十公里，浙西地質工作者則稱之為“綠石玢岩”。

II. 江南地軸東端南翼

上復地層：震旦紀下統松木塢組。與前震旦紀地層概成斷層接觸。

上元古界：主要為千枚岩系，岩性單調而多變化，缺乏明顯的標志層。根據幾個剖面資料，大體可分為四組，且依稀可與江南地軸東端北翼的層序相對比，茲沿用懷玉山地層研究隊所建立的北翼地層名稱，自上而下，分述于下：

1. 羊棧嶺組 (P_2^1) 雜色的千枚狀砂岩，粉砂質千枚岩、砂質千枚岩、千枚岩、千枚狀頁岩，形成互層，其中以千枚狀砂岩和千枚岩為主。本組厚約 3,200 米。在德興縣富家塢一帶見有局部礫岩，為本組底部界綫。

2. 鄭家塢組 (P_2^2) 主要為灰綠色砂質千枚岩與泥質千枚岩互層，夾炭質千枚岩及極少量黑板岩和灰白色頁岩，常因變質作用局部形成片岩（對江南地軸東端而言）；在開化縣石耳山片麻狀花崗岩岩基附近，已完全變質成為片岩系，主要為青灰、黃褐、黃紫等色之石英絹雲母片岩、綠泥石英片岩、絹雲母石英片岩，以及少量未受片岩化的千枚狀砂岩。本組厚約 3,800 米。在贛東北地區則夾有古火山岩夾層，稱“殘玢變岩”，以及古侵入岩，稱“古閃長岩”。

3. 福先嶺組 (P_2^3) 以青灰、灰白色千枚狀砂岩、灰綠色千枚狀粉砂岩及灰黑色粉砂質千枚岩組成，間夾紫褐色含錳砂質千枚岩和黑色千枚岩，以及灰岩透鏡體和少量石英質砂岩。本組厚約 3,800 米。形成地層的岩屑組分，以婺源城北香坑口為界，南北兩側，截然不同，根據朱賢甲鏡下研究，香坑口以北劃屬福先嶺組者主要為長石、石英及其集合體，屬火成岩碎屑物質，而香坑口以南劃屬鄭家塢組者則主要為頁岩、硅質岩、霏細岩及少量石英質碎屑，故福先嶺組與鄭家塢組應以香坑口為分界綫。

4. 板橋組 (P_2^4) 為淺綠、灰黑色薄層狀千枚狀砂岩、粉砂質千枚岩、板岩組成，其中夾有中厚層到薄層狀變質粉砂質石英細砂岩。本組厚約 1,500 米。

下元古界：

5. 莊前組 (P_1) 由灰綠、深灰色綠泥石英片岩、淺綠色白云母綠泥石英片岩及灰綠色石英黑雲母片岩等組成。產狀一般較平緩。底部隱伏，已見厚度約 1,800 米。

上述剖面中鄭家塢組 (P_2^2) 所夾之古火山岩層，系 1956 年董仁溥于鏡下發現，後經邵克忠、朱賢甲、封益城等進行了詳細的野外和室內研究，肯定其屬前震旦紀間歇性水下噴發的英安質熔岩流，已遭受強烈的區域變質和蝕變作用，並定名為殘玢變岩，常呈透鏡體或似層狀整合產于千枚岩中，局部地段見呈岩脈产出，與千枚岩層有明顯的侵入界綫；此外，在殘玢變岩出現地區，恆發育有古閃長岩侵入體。

III. 江南地軸東端北翼

上復地層：震旦紀下統鋪嶺組火山噴發沉積岩系。鋪嶺組原屬前震旦紀，且層位屬於羊棧嶺組之下，根據野外所見，在層序上鋪嶺組實居於羊棧嶺組之上，且岩性又與南翼松木塢組相當，故屬於震旦紀下統，但鋪嶺組下與羊棧嶺組之接觸關係未明。

上元古界：與南翼地層相似，主要為千枚岩層，岩性單調而多變化。

1. 羊棧嶺組 (Pt_2^1) 為棕褐、深灰、灰綠等色薄層狀粉砂岩、鈣質砂岩與千枚狀頁岩互層。本組厚約 3,200 米。局部見含礫千枚狀泥灰岩及鈣質砂岩，應視為本組底部界限。此外，並見有殘玢變岩。

2. 鄭家塢組 (Pt_2^2) 以雜色條帶狀砂質千枚岩、砂岩、千枚狀粉砂岩為主，夾炭質千枚岩及鐵錳質千枚岩，局部見黃鐵礦星點和殘玢變岩。本組厚約 2,500 米。

3. 福先嶺組 (Pt_2^3) 以灰綠、深灰、青灰色具片理化之綠泥石絹雲母石英砂岩，千枚岩及少量綠泥石石英片岩組成，並夾少量灰岩透鏡體。本組厚約 2,900 米。

4. 板橋組 (Pt_2^4) 為灰綠、青灰色砂質千枚岩，夾少量薄層石英砂岩及硅質、泥質板岩，局部見炭質千枚岩。本組厚約 2,000 米。

下元古界：

5. 莊前組 (Pt_1)。

IV. 江南地軸東端構造形態

出現於江南地軸東端中部婺源燕山一帶的前震旦紀地層，屬產狀平緩的莊前組片岩系，由於燕山附近無火成岩體出露，且又出於浙皖贛深斷裂帶範疇之外，故有可能視此種片岩系為總體變質的結果，從而以之屬於江南地軸東端的最底部層位。通過橫越江南地軸東端地質剖面實察，得見以莊前組為中心，南北兩側各有四套大致可以互相對應的岩組，如上所述，在南側者共厚約 12,300 米，在北側者共厚 10,600 米，相差不大，岩性均為中一細粒泥砂質碎屑岩，其變質程度除局部地區外，顯然遠較莊前組為低，一般只輕度變質成為千枚岩，且夾有毫未變質的砂頁岩，而片理產狀與層理產狀約相一致，由此種變質程度的懸殊，似有可能視莊前組為下元古界，而位其上的板橋、福先嶺、鄭家塢、羊棧嶺四組為上元古界，形成兩大構造旋迴，共組成一複式背斜構造。

緊鄰莊前組兩側為板橋組，岩層產狀近乎陡立，在南側者略傾向北西，而在北側者略傾向南東，結合微型構造考慮，似更有可能視為一扇形複式背斜構造。根據目前已有資料，在歙縣以北，尚未見有莊前組片岩系的存在，似屬複式背斜向北東傾沒所致。

在上元古界四組地層中，目前雖未發現清晰可見的不整合面，但有两个事实，值得注意：(1) 前述南翼福先嶺組與鄭家塢組以香坑口為界，其南北兩側組成岩層的碎屑物質，截然不同；(2) 南北兩側羊棧嶺組中，或發現局部礫岩，或發現含礫岩層。准此，在上元古界中似至少有兩次沉積分斷存在。在北翼福先嶺期與鄭家塢期之間已有“祁門運動”¹⁾的建立。

(二) 岩 漿 活 動

由深斷裂所引起的岩漿活動，分布在寬約 40 公里的範圍內，是由反復充填在次級斷裂內的不同構造旋迴之侵入岩和噴發岩組成；而此類次級斷裂在江南地軸上以及錢塘江褶

1) 筆者僅从不整合面出現相同層位而用此名詞。

皺帶內，不分軒輊，均有發育，並統一在深斷裂帶內。

岩漿活動除表現在前震旦紀鄭家塢組千枚岩系中有古閃長岩夾層，以及可能屬加里東構造旋迴的石耳山片麻狀花崗岩侵入（其侵入時代目前尚有爭論）而外，以燕山構造旋迴最為強烈。自弋陽到歙縣，有長 200 公里，寬約 10 公里的基性、超基性岩帶；在錢塘江褶皺帶中江西橫峯、德興兩縣境內的靈山、大茅山—懷玉山分布有花崗岩岩基或岩體；在皖南和浙江嘉興專區一帶出露有面積僅數十到數百平方公里的小型花崗岩岩體，但其深處隱伏有磁性體，據推斷，可能是花崗岩、花崗閃長岩、閃長岩等岩體和巨大花崗岩岩基；在孝豐到長興地區廣泛分布着隱伏不深的花崗岩、花崗閃長岩岩體和地面稍有涌現而地下隱伏很深的花崗岩岩基，據推斷，可能均為燕山構造旋迴的產物。在江南地軸上，更有許多酸性到中酸性的以及超淺成的小型斑岩類岩體，也均屬燕山旋迴中不同期次的產物。

（三）斷 裂 作 用

在深斷裂帶中，迭加在褶皺構造上的斷裂作用，眾多而突出，其規模較大者，能形成次級構造單位。斷裂的時代多屬於燕山構造旋迴，但由於其期次繁多，因而所形成的斷裂系統，相當複雜，以北東—南西和北西—南東兩個方向為主，而近乎東西和近乎南北者次之。就其在深斷裂帶中所顯示的特徵，大致可分為兩類：

第一類 不具明顯的位移，常為侵入岩類所充填或伴生火山活動。為便於區劃起見，姑名之為“劈斷”。

第二類 具明顯的垂直或水平方向的位移，常破壞褶皺構造，少見或不見其他地質作用相伴隨，即通常所熟知的“斷層”。

第一類（劈斷）與深斷裂帶的關係，遠較第二類（斷層）為密切。

I. 劈斷

劈斷表現為单体劈斷、劈斷組和块体斷陷三種型式。一般方向性明顯，投影在地表上的形態呈綫狀、條帶狀、網狀、盾狀或不規則狀，皆發生於每次火成活動期間，其形成與構造旋迴造山幕的水平應力似無明確關係，可能因地殼的脹裂或崩塌所致。因此，同一地段內不同方向的劈斷，少有從屬關係。儘管充填在劈斷中的火成岩在空間位置上是如此接近，但均為不同時期的入侵；從而，所衍生的內生有色金屬礦床也無分帶關係。

单体劈斷 单体劈斷既恆為不同構造旋迴不同序幕的火成岩所充填，因而其存在即系根據現今出露的火成岩情況，推索而來。諸如靈山花崗岩、大茅山—懷玉山花崗岩、石耳山片麻狀花崗岩、何橋花崗岩等岩體、岩基，以及從弋陽到歙縣呈鏈狀涌現的各個基性、超基性岩岩體，都是受規模大小不一的单体劈斷所控制。例如，已知一種花崗閃長斑岩岩體呈北西向斷續出露，橫截上古界鄭家塢組千枚岩系所組成的向北東傾沒的小型褶皺束的軸向，而千枚岩層仍能連續；懷玉山花崗岩岩基以北東向冲破早古生代地層所組成的背斜層的北西翼，其兩側地層並未發生垂直位移；基性超基性岩岩帶的趨徑是北東—南西向，但岩帶中每個具體岩體的長軸方向，則前述四組方向均有之，且為千枚岩層所連續環繞。由此可見，单体劈斷實具張力裂隙性質，其規模較大者可稱區域性張性裂隙，且在一個地段內，其規模較小者常呈雁列式出現，而規模較大者恆單獨出現。单体劈斷是綫性火山噴發通道，常遺留有厚數百米之火山礫岩，礫石成分單一，稜角顯著。

劈断組 劈断組以“淳安挤压破碎带”、“黄山深断裂”、“天目山深断裂”，以及部分在贛东北地区常未命名的大小破碎带为代表，一般呈“带”型，寬度頗窄，而地質現象較单一，有的仅表现为單純的构造破碎，或有少量火成岩侵入。劈断組的形成似由深断裂带上的地壳膨胀而引起的挤压作用所致，属閉口性質，火成活动常不显著。

块体断陷 块体断陷可能系深断裂带上局部地壳的崩塌。“孝丰台陷”、“长兴台陷”，以及分布在贛东北地区寬約数公里的小型盆地，如弋阳县城到西湾之侏罗白垩紀盆地、福泉山到德兴县城之白垩紀盆地、德兴县花桥到新营之白垩紀盆地等，均系由块体断陷所致，其长軸方向一般呈北东-南西，亦有呈北西-南东者。

II. 断层

深断裂带上的断层极为发育，且規模往往巨大，以逆断层推向北西者为主，平錯而具明显的标志者次之，前者走向恆作北东，后者走向恆作北西。

(四) 变 質 作 用

由于深断裂带上火成活动頻繁，断裂作用強烈，故所引起的动力和热力变質作用甚显著，这两种变質作用相互迭加和渗透，不易区分，只有在特殊情况下，才能分出动力变質和热力变質。根据变質程度的強弱，可以划出重变質区与輕变質区；重变質区居于深断裂带的軸心部分，而輕变質区則边鑲其兩側（图 1）。应当說明，此种区划是相对的，在变質区中亦含有不变質的地段，而重变質区中亦含有輕变質的地段。

在深断裂带上的重变質区中，前震旦紀的千枚岩系以及自震旦紀到侏罗紀的各种地层，均在不同地段中显示有強弱不同的动力热力变質現象。千枚岩系在大小侵入体附近，再变質为片岩；如郑家塢組千枚岩系在石耳山附近已变質成为各种片岩；一般千枚岩在遭受变質作用較輕时，則肉眼不易察觉，仅表现为絹云母的进一步鱗片聚合化而已。自震旦紀到侏罗紀各时代的頁岩相，亦恆变質成为千枚岩，与前震旦紀千枚岩系难于区别，例如，德兴的侏罗紀煤系地层含有不純灰岩的早古生代震旦-寒武紀地层，在大茅山花崗岩岩体南側，已变質成为綠石岩系。总之，重变質区在地层上以大片深变質花崗岩明显的片麻岩化，蛇紋岩的片理化及侏罗紀的劣質煤层变成石煤，一般焦性煤层均变成无烟煤为特征。

輕变質区在深断裂带之北西側南段者为前震旦紀千枚岩系，其遭受輕度动力热力变質作用时，現象不明显，在深断裂带之东南側以及西北側北段者，属早古生代构造层，以輕微片理化为主，根据目前資料，以弋阳到街口一带了解較為清楚，其片理傾斜面与层理傾斜面成近于直交的二面角，与前震旦紀千枚岩之层理和片理一致者，显然不同。

(五) 内生金属矿床特征

深断裂带上内生金属矿床的围岩蚀变作用，异常強烈，与内生金属矿床有关的小型侵入体及其围岩千枚岩，以接触带为界，形成内外蚀变圈，其較接近于接触带者，原岩已彻底地变为各种各样的蚀变岩。邵克忠、朱賢甲、封益城等曾就某些地区，对此类蚀变岩进行了頗为詳細的研究，已有专著論述¹⁾，本文不贅。

深断裂带上似有广泛而独立存在的热溶液活动，在重变質区中起到相当程度的作用，

1) 邵克忠等某地花崗閃長斑岩一文。

促使地層變質，而此種熱溶液，與其說是熱水溶液，毋寧說是“熱汽溶液”在封閉條件下，多次建起壓力，向上噴擊，一如地表火山噴氣，並反復破碎其上復岩石，造成細小裂縫，迭次沉淀其所攜帶的金屬和非金屬物質，是為帶上某些細脈浸染型礦床的主要來源。

二、浙皖贛深斷裂帶的地質發展史

浙皖贛深斷裂帶系在一定大地構造部位上，縱貫各地質時代，逐步發展而成。胚胎於晚元古代鄭家塢期，蕃衍於震旦紀松木塢期，而臻盛於中生代白堊紀。

（一）呂梁構造旋迴

江南地軸在呂梁構造旋迴期間的發展情況如何，目前限於研究程度，不甚明了；然而，如前所述，至少其東端似曾有突出海面的隆起過程，即由祁門運動所代表者，從而可導出“原始江南地軸”與“鄭家塢期海侵區”的觀念。

前述以香坑口為界，其北面福先嶺組的岩屑組分，帶有原始性質，似屬原始江南地軸產物；而其南面鄭家塢組的岩屑組分，系經過改造後再沉積的物質，似屬鄭家塢期海侵區的近海沉積。准此，則當時原始江南地軸東端與南側鄭家塢期海侵區的海陸分界綫，大致通過香坑口一帶。根據該地區呂梁旋迴構造綫方向考慮，可假定當時海岸綫亦大致作北東向（圖 3）。

根據已有資料，將鄭家塢組中所含之殘玢變岩投繪在圖上，則可見殘玢變岩帶亦大致作北東向分布，而約略與上述假定的海陸分界綫平行，由此可見，殘玢變岩帶可能代表鄭家塢期陸棚近海中的火山地震帶，亦即浙皖贛深斷裂帶的雛胚。

由殘玢變岩在鄭家塢組中的分布情況與產出狀態，推論此呂梁期火山地震帶的火山作用似屬“點綫式”的海相間歇性噴發。

（二）加里東構造旋迴早期

加里東構造旋迴以火山活動開始，震旦紀早世松木塢組即其代表。在江南地軸東端南翼上松木塢組的分布情況亦大致作北東向，似應代表松木塢期的大致海陸分界綫相平行，松木塢組的火山岩帶可能代表松木塢期陸緣近海中的火山地震帶，亦即浙皖贛深斷裂帶的增廣。

由火山岩在松木塢組中的分布情況與產出狀態，推論此加里東初期的火山地震帶的火山作用似屬“短斷綫式”的海相間歇性噴發（圖 4）。

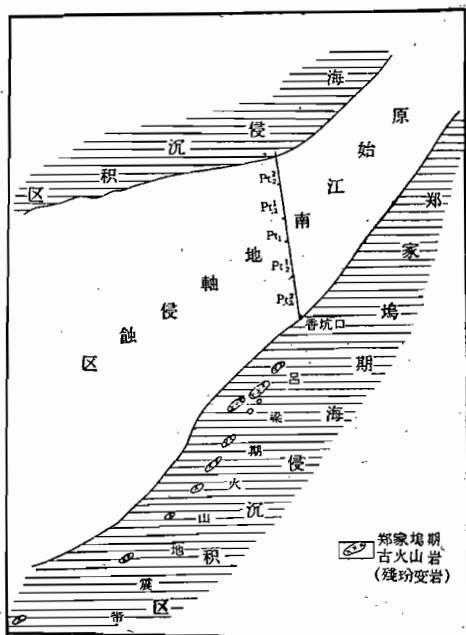


圖 3 江南地軸東端鄭家塢期古地理圖
(張景垣編制)

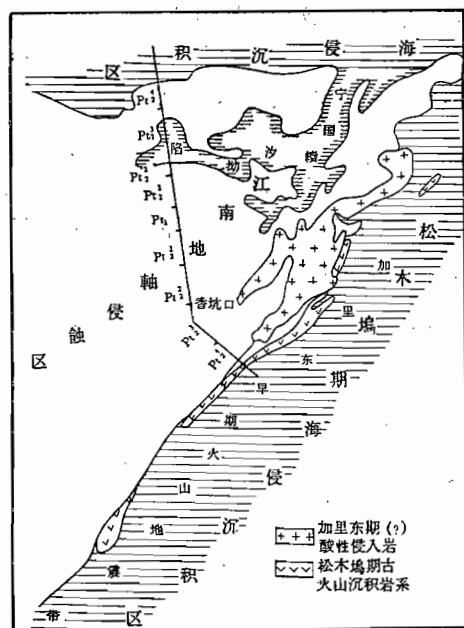


图4 江南地轴东端松木塢期古地理图
(张景垣编制)

向北东延展。其火山作用属“长断綫式”陆相間歇性噴发。

浙皖贛深断裂带在喜山构造旋迴以及新构造运动中,具有何种活动性質,衍生何种地質現象,尙未能作嘗試性研討,但深断裂带上有暖水、湯湖、温湯等一类地名出現,經調查后証实,确有温泉存在,似可說明浙皖贛深断裂带的活动,仍余波未息,不宜认为已完成于白堊紀。

結 語

綜上所述,浙皖贛深断裂带的地質发展史实以火成活动过程为核心,而益以断裂作用、动力变质作用、热力变质作用以及可能是属于“热汽溶液”的蝕变作用,終于形成可以划出輕、重变质区的带状地質单位。

在本文所論述的地段內,郑家塢期古火山地震带断續长达 100 公里;松木塢期古火山地震带断續长达 200—250 公里,且在空間位置上,自前期古火山地震带向南东迁移約 40 公里,而侏罗白堊紀火山地震带断續长达 500 公里,并且插入两古火山地震带所夹持的地段,成为重变质区,加上兩側波及的輕变质区,全寬发展到 60 公里,故为地質史上火山地震带的总和。

从火成活动的強度上来看,由郑家塢期始有噴发作用,至松木塢期則大有噴发作用,終于在燕山构造旋迴出現了由小型到大型的侵入作用,且繼以洪流迭現的噴发作用;而基性超基性岩的侵入作用始見于較晚的一次构造旋迴中,亦足以說明地壳破裂,逐漸向深处发展,終于达到硅鎂层,以使基性超基性熔岩上侵。

諸如断裂作用、动力变质作用、热力变质作用、蝕变作用等都在空間上逐漸推广,在程度上逐漸加深,不一一叙述。

(三) 燕山构造旋迴早期

浙皖贛深断裂带在海西构造旋迴以及印支构造旋迴中的发展情况,迄今仍缺資料,然而在燕山构造旋迴早期,則显然有更为強烈的活动,有两次火山噴发作用,进而有大量岩浆侵入作用。首先在两条古火山地震带的中間地带侵入有大小不一的基性超基性岩体;次以花崗斑岩、花崗閃长斑岩、閃长岩、閃长玢岩等岩体,沿一定方向的“劈断”上侵,散布于两条古火山地震带中;最后有主要呈北东向带状的花崗岩大型岩体或岩基侵入,集中于两个大地构造单元的接壤地带及其北东延長綫上。

(四) 燕山构造旋迴晚期

在燕山构造旋迴晚期中,复以火山噴发著称,且其規模較松木塢期为盛,較郑家塢期尤盛,并限于两条古火山地震带的中間地带上,且