

文章编号: 1000- 6524 (2002) 02- 0179- 07

同构造花岗岩的一种显微构造标记

谢才富

(中国地质调查局 花岗岩地质研究室, 湖北 宜昌 443003)

摘 要: 在许多同构造花岗岩中, 发现一种不同于糜棱基质的微细粒矿物集合体——微粒交生体, 充填于大粒级矿物的三结点和接合缝内, 体积分数一般为 2% ~ 6%, 由微粒石英、斜长石、钾长石、蠕状石等组成, 成分上与花岗质岩浆的晚期结晶产物相当。根据其产状、成分、岩相学特征及有关实验资料, 认为它是较强应力作用下岩石所含少量残余熔体(质量分数约小于 3% ~ 5%) 的结晶产物, 可作为岩体同构造侵位结晶的显微构造标志。

关键词: 微粒交生体; 花岗质岩石; 塑性变形; 熔体结晶; 变形机制转变; 同构造

中图分类号: P588. 12⁺ 1

文献标识码: A

A microstructure marker of syntectonic granitoids

XIE Cai fu

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China)

Abstract: In many syntectonic granitoids, micro_intergrowth, a kind of micrograined mineral aggregates different from mylonization matrix, has been found. It fills in the seams and triple junction channels among the larger mineral grains, generally with a content of 2% ~ 6% in the rocks. It consists mainly of micrograined quartz, albite, potassic feldspar, myrmekite, etc., and can be divided into two types: granular and myrmekitic intergrowth. In composition, it is just like a late crystallized product of granitic magma. According to the characteristics of its occurrence, composition, petrography and the experimental conclusion that the dominant deformation mechanism will change into dislocation creep when the melt content in the rock is lower than 3% ~ 5%, it is suggested that micro_intergrowth is a crystallization product of a small amount of residual melt (about < 3% ~ 5%) in rocks under strong stress. So it can be considered generally as a microstructure marker of synkinematic crystallization in intrusions.

Key words: micro_intergrowth; granitoids; plastic deformation; crystallization of melt; deformation mechanism transition; syntectonic

收稿日期: 2001- 11- 24; 修订日期: 2002- 03- 12

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查资助项目(20013900018)

作者简介: 谢才富(1965-), 男, 研究员, 现主要从事花岗岩地质研究与区域地质调查。

1 问题的提出

依据岩浆活动与区域变形的先后关系,可以把花岗岩类划分为构造前、同构造和构造后三大类。同构造花岗岩体的实质是发生了同侵位固结期的塑性变形。马昌前等(1994)列出了同构造花岗岩体的一些鉴别标志,主要是一些宏观性的,需要系统的野外观测和良好的露头才可获得。同构造花岗岩当然还有其他的一些判别标志,如岩石内变形变质矿物组合与岩浆结晶矿物组合基本一致,一般不出现绿泥石和绢云母;出现石英柱面[*c*]轴滑移组构以及从高温向中低温固态变形的组构连续演化(Schofield *et al.*, 1998)。此外,笔者的研究表明,还有一种可靠而简单易辨的显微构造标记——微粒交生体。

2 微粒交生体的特征

2.1 定义

林强等(1988)首先引入微粒交生体这一术语来指代花岗质片麻岩中一种无法用固态塑性变形解释的细粒矿物集合体,并将其表述为“一些花岗质片麻岩中,分布于长石颗粒周围的细小矿物集合体”。在一些同构造花岗岩中,有研究者注意到其基质存在不同类型。如 Lagarde 等(1990)将摩洛哥同构造的 Oulmes 和 Zaer 二长花岗岩中“不具明显形态组构和结晶学组构的细粒石英、长石等组成的均匀基质”称为高温微构造(Lagarde *et al.*, 1990); Aranguren 等(1992)则将西班牙 Hombreiro 岩体的蠕状石舌形体称为高温组构。笔者经过对一些同构造花岗岩的较系统研究,发现了一种不同于糜棱基质的微细粒矿物集合体,也倾向于用微粒交生体来表示,并提出了一个更明确具体的定义:在某些塑性变形岩石的大粒级矿物三结点和接合缝内,由微粒石英、斜长石、钾长石、蠕状石等大致按花岗质岩浆晚期结晶物或“低限熔体”的成分比例相互交生构成的矿物集合体,称为花岗质微粒交生体。

2.2 产状

笔者研究过的胶东玲珑、昆嵛山、鹊山及辽宁的丹东—黑沟等片麻状花岗岩类、海南的通什型和石碌型巨斑状花岗岩类、新疆哈密玉西岩体等同构造花岗岩体以及由同构造向构造后过渡的海南东岭岩体的局部都含有微粒交生体。冀东安子岭杂岩体及都山岩体、鲁西望母山岩体及徂徕山岩体、广东和田岩体也含有微粒交生体(林强等, 1988)。有些花岗岩的文献也提及(虽然称谓有别)或显示了微粒交生体的存在,如纽芬兰北东 Gander—Avalon 交界处的同构造花岗岩(Schofield *et al.*, 1998)、摩洛哥的 Oulmes 和 Zear 二长花岗岩(Lagarde *et al.*, 1990)、西班牙的 Hombreiro 岩体、巴西南部泛非期 Dom Feliciano 剪切带中的同构造花岗岩(Tommasi *et al.*, 1994)等。

上述岩体,时代不同(从太古宙至中生代),成分不同(主要是花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩),其共同特点是遭受了塑性变形,岩石往往具定向构造,石英、长石和黑云母等常有波状消光、亚颗粒化、变形纹、变形带、变形双晶等塑性变形形迹。

另需强调的是,笔者所研究的这些同构造花岗岩体,其围岩一般都和岩体一样遭受塑性变形,但围岩中从未见微粒交生体,即使如鹊山岩体的花岗质岩脉在与成分上非常相似的黑云母变粒岩交互产出时,微粒交生体也只见于岩脉中,而在变粒岩中难以见到。

2.3 岩相学特征

微粒交生体可分为两种类型(图 1)。一种为粒状交生体,由微粒石英、斜长石、钾长石

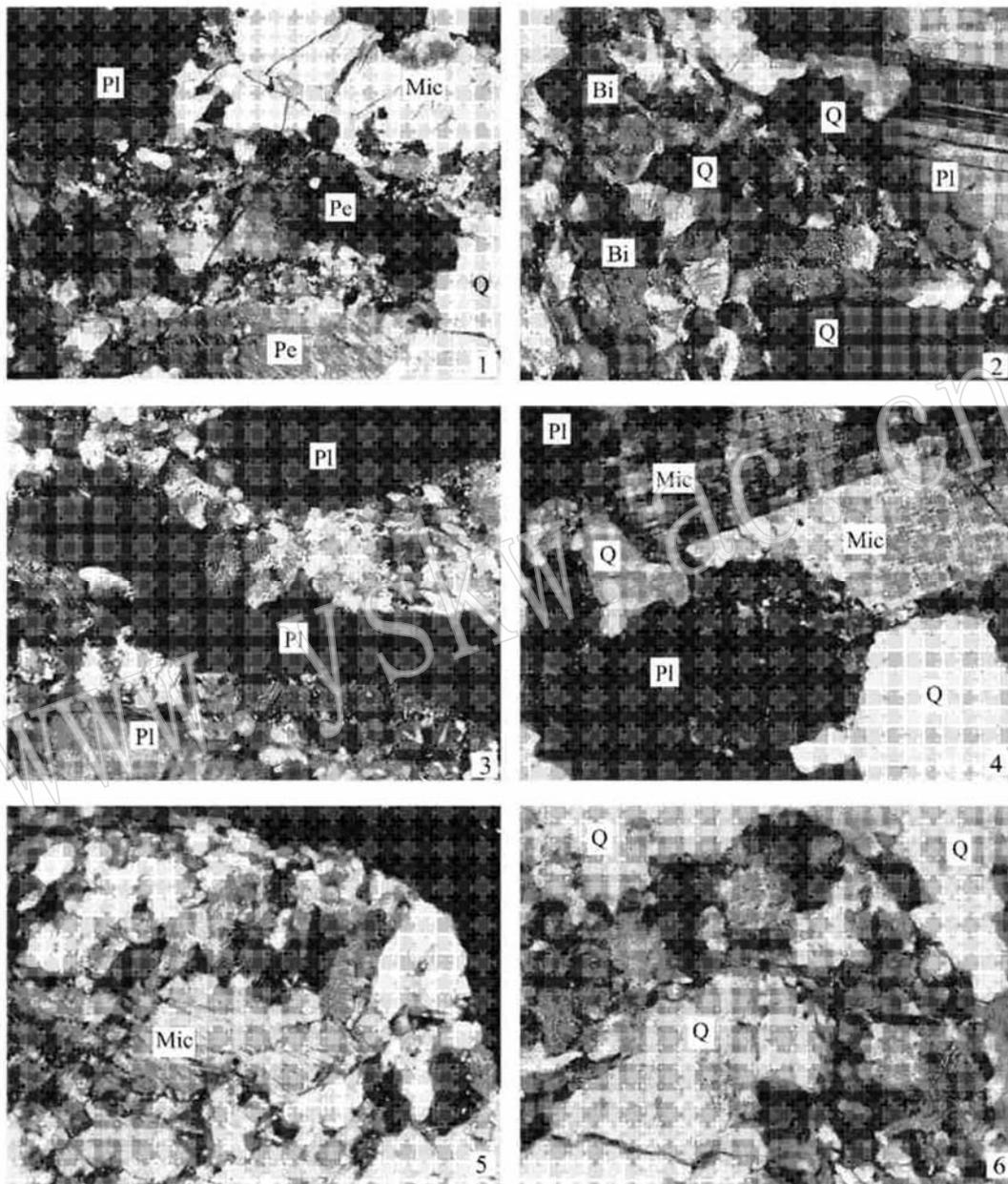


图 1 微粒交生体照片

Fig. 1 Photos of micro_intergrowth

1—海南东兴岩体巨斑状二长花岗岩中粒状交生体和蠕状交生体, 正交, $\times 12$; 2, 3—海南东岭中细粒花岗闪长岩体中微粒交生体, 以蠕状交生体为主, 正交, $\times 70$; 4—海南东兴岩体中细粒含斑二长花岗岩中粒状交生体, 正交, $\times 30$; 5—胶东鹊山岩体花岗伟晶岩中微粒交生体, 舌形蠕状石为主, 正交, $\times 50$; 6—胶东鹊山岩体片麻状二长花岗岩中微粒交生体, 菊花状蠕状石为主, 正交, $\times 50$; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Q—石英; Mic—微斜长石; Pe—条纹长石

等矿物大致按花岗质岩浆晚期结晶物“低限熔体”的成分比例相互均匀交生,较平整接触而构成,相当于 Lagarde 等(1990)所称的“高温微构造”及 Tommasi 等(1994)所称的花岗变晶集合体;另一种为蠕状交生体,即蠕状石,由蠕虫状石英与长石交生构成。后者是最常见也最易鉴别的微粒交生体,根据其中石英的分布形态又可分别构成扇形、舌形、菊花状、草莓状等蠕状石单体,各单体一般又群聚出现。这种蠕状石属于 Phillips(1980)划分的粒间蠕英石及瘤状和扇状蠕英石、刘春华等(1996)划分的充填型蠕英石及 Collins(1988)划分的孤立状蠕英石。它与分布在斜长石边缘或包裹于钾长石内部的蠕状石很容易区分,独立充填于大粒矿物间,其中的石英含量较稳定,常呈放射状均匀分布。这两类微粒交生体一般相伴出现,其中以蠕状石为主的情况较多见。

粒状交生体的矿物粒度与同一岩体中糜棱基质的粒度相近或略大,多小于 0.1 mm,个别可达 0.3 mm;而蠕状石单体粒度多为 0.1 mm 左右,比粒状交生体矿物粒度约大 1 倍。

不管是粒状还是蠕状交生体,均主要零散充填于大粒级矿物的三结点通道和接合缝内。它们可以和任何大粒级矿物接界,既可以存在于不同矿物界缝之间,也可以存在于同种矿物(如斜长石-斜长石、钾长石-钾长石及石英-石英)颗粒界缝之间,除局部对斜长石、钾长石可有轻微的交代作用外,与大粒级矿物一般有清晰而较平整的界线。

微粒交生体在岩石中的含量较难确定。在一个岩体中,应变弱的部位,微粒交生体可能不出现,而应变很强烈的部位,它形成后又受到应力的进一步破坏改造而与糜棱基质混为一体甚至消失。因此,在对微粒交生体含量的统计中,如何将其与糜棱基质很好地加以区分非常关键。值得注意的是,笔者发现,微粒交生体在岩石中含量总是比较少,一般为 2%~6%,偶尔可达 8%~10%。

2.4 成分

花岗质岩石中的粒状微粒交生体主要由斜长石(钠长石)、钾长石(以微斜长石为主,少数条纹微斜长石)和石英组成,偶有少量黑云母。其中石英含量较稳定,约占 1/3~1/4。蠕状石则由石英和长石构成,其中石英的含量也较稳定,约占 30%。电子探针分析结果显示,蠕状石中的长石既可是钠长石,也可是钾长石,但海南乐来花岗岩体的英云闪长质包体中,微粒交生体仅由斜长石、石英、蠕状石(其长石为斜长石)构成,未见钾长石。由此可见,微粒交生体的矿物成分与其寄主岩的矿物相体系有关,即是其岩浆晚期结晶矿物相的反映。

根据微粒交生体的矿物成分和含量,可定性推测微粒交生体的化学成分相当于花岗质残余熔体或者说“低限熔体”的成分。林强等(1988)通过微粒交生体的 9 个电子探针分析结果求得的微粒交生体的平均成分接近 Q-Ab-Or-An-H₂O 系统的“低限熔体”成分。

2.5 微粒交生体与糜棱基质的区别

糜棱基质是固态条件下晶体塑性变形和重结晶形成的细粒物质集合体。它们与微粒交生体的粒度相近,并且都产于塑性变形岩石中。两者的主要区别是:

(1) 从矿物间相互关系看,微粒交生体沿大粒级矿物三结点和接合缝呈充填状零散分布,其成分不直接受旁侧大粒级矿物制约,而是近于恒定并大致按花岗质残余岩浆结晶物的矿物比例均匀地相互交生,粒间蠕状石是其醒目标志;而变形重结晶和超塑性流动的糜棱基质(碎基)一般为同种矿物成团或成带状聚集分布。

(2) 从矿物形态组构上看,粒状交生体中的矿物无明显形态组构,石英呈它形粒状,只有微弱波状消光等变形形迹,结晶学组构不明显(Hammer, 1982);而糜棱基质中的石英常

呈矩形、叶片状或呈镶嵌粒状、缝合状, 结晶学组构明显。

(3) 从变形程度看, 对于同构造岩体而言, 在微粒交生体保存较好的部位, 大粒级矿物的变形仅限于波状消光、变形纹、变形带和变形双晶等初始变形形迹, 而亚颗粒化及动态重结晶不发育, 因此边界通常比较清晰平整; 而糜棱基质新颗粒出现时, 大粒级矿物中亚颗粒往往较多。

根据上述标志考察, 在含有微粒交生体的同构造花岗岩中, 在微细粒基质含量很少的部位, 基质可全部或主要由微粒交生体构成; 而在微细粒基质含量较高的部位, 随着糜棱基质的增多, 微粒交生体反而趋于消失(蠕状石逐渐消失或其中的虫管状石英变成圆粒状石英, 而粒状交生体多表现为经粒间滑动而遭破坏)。所以在花岗质糜棱岩和超糜棱岩中反而难以见到微粒交生体, 而在一些糜棱岩化花岗岩和花岗质初糜棱岩中较易见到。以上事实说明同构造岩体中微粒交生体形成于糜棱基质之前。

3 微粒交生体成因讨论

微粒交生体的产状、成分和岩相学特征表明, 它不同于糜棱基质, 与花岗质晶粥在浅部迅速冷凝形成的“斑岩式”基质以及交代作用的产物也明显不同。比如“斑岩式”基质中的粒间文象结构常连成一片, 而微粒交生体中的蠕状石呈大小相近的颗粒, 并聚集成蠕英石集合体。交代作用的产物常沿裂隙通道分布。

粒状交生体常被当成普通的糜棱基质而被认为是固态条件下晶体塑性变形和重结晶的产物。Lagarde 等(1990) 称其为“高温微构造”, 认为该组构意味着亚颗粒重新定向和错位, 与同构造岩体在定位高温阶段的高结晶速率相符。Tommasi 等(1994) 将其称为花岗变晶集合体, 认为是次岩浆态和高温固态变形阶段交代反应的产物。就所有类型蠕状石而言, 它们是多成因的, 其成因假说有结晶说、交代说、出溶说、重结晶说、构造应变说以及深熔共结晶说(刘春华等, 1996)。但对于变形的深成岩石中的粒间蠕状石, 现在多数人倾向于是与变形有关的交代或重结晶作用的产物。Futterer 早已注意到变形深成岩石中的蠕状石比未变形的类似岩石中的蠕状石多。Simpson 等(1989) 提出变形可引起蠕状石交代钾长石的反应, 认为颗粒相互作用引起的局部应力对于该交代置换反应起了促进作用。Tommasi 等(1994) 也认为该类蠕状石是对钾长石交代反应的产物。但 Hanmer (1982) 主张蠕状石是后变形的(Post_deformational), 认为精细的蠕虫状结构不可能在遇到明显的应变后仍然保存。有的研究者则强调流体在蠕状石形成中的作用, 如 Hibbard(1987) 将正片麻岩中的所有蠕状石都归因于在未完全结晶的岩浆变形期间当晚阶段水饱和的熔体出现时的重结晶作用; Vernon(1991) 认为或许残余熔体使这种流体帮助下的蠕状石交代钾长石的反应顺利进行。林强等(1988) 曾提出微粒交生体是花岗质片麻岩部分熔融产生的“低限熔体”的结晶产物。

粒状交生体和蠕状石是紧密共生的, 它们的成因应予统一考虑。笔者认为, 微粒交生体是岩石中所存少量熔体的结晶产物, 并且与岩石的塑性应变密切相关。那么, 为什么在岩石塑性应变状态下少量熔体的结晶产物呈微粒结构呢? 部分熔融与变形作用的实验研究表明(Pharr *et al.*, 1983; Dell'Angelo *et al.*, 1987, 1988), 熔体含量小于 3%~5% 时, 变形机制以晶内位错运动为主, 而当熔体含量大于 5%~8% 时, 变形机制发生转变, 由位错蠕变转变为熔体强化颗粒边界滑移或熔体强化扩散型蠕变。另据 Dell'Angelo 等(1988) 的实验, 当熔体

存在三结点通道、颗粒粗时,熔体对变形无影响;颗粒细时,熔体引起增溶扩散蠕变。

根据花岗岩中微粒交生体产状、岩相学和成分特点以及上述实验资料,不难推想,在同构造(或强力侵位)花岗岩岩浆结晶后期,遭受较强应力条件下,当残余熔体小于一定数量(如 3%~5%)时,由于变形机制从扩散作用相协调的颗粒边界滑移即相间面滑动(interphase interface sliding)转为粒内变形为主,从而使已结晶的大粒级矿物晶体由于位错蠕变积累较高的应变能(内能)难以继续长大并产生不稳定。而粒内应变引起的晶格破坏伴随着吸热效应,造成残余熔体较明显的过冷却,引起熔体中结晶中心的形成速度明显大于晶体生长速度,使结晶作用围绕大量新晶核同时进行,再加上受“细颗粒增熔(重熔)机制”的共同制约,从而形成一种和当时的应变条件相适应的微粒交生体。

微体交生体形成阶段可称为准固态(quasi-solid)变形阶段,此时晶体已构成稳定的格架,残余熔体含量大致小于 3%~5%,分布于三结点和接合缝中,岩石的相间面滑动已不占主导,而主要发生粒内变形,并且有微粒交生体直接从残余熔体中结晶出来。

本文的微粒交生体成因模式可称为“强应力下残余熔体结晶模式”,它可较好地解释微粒交生体的一系列特征,例如为何它仅出现于塑性变形的岩体和岩脉中,而在变形围岩中缺乏?为什么它是微细粒的?为什么它产于所有大颗粒矿物(而不仅仅是钾长石)颗粒之间的界缝和三结点内,且成分稳定,大致代表花岗质“低限熔体”成分?为什么它含量较少,一般小于 6%~8%?

4 结论与意义

微粒交生体是花岗质岩石遭受较强应力产生塑性应变的情况下,直接从残余熔体中结晶形成的。这一成因特性使其成为岩浆同构造结晶的标型结构。微粒交生体在显微镜下特点比较鲜明,样品易于获得,因此它可作为同构造花岗岩的良好判别标志。

微粒交生体成因的确定,可望开辟花岗岩残余熔体和“低限熔体”研究的新途径,对于研究应力作用下熔体-固体过渡阶段的结晶习性和应变行为也将很有帮助。例如根据对微粒交生体的研究,笔者认为,除了 Tommasi 等(1994)划分的岩浆态、次岩浆态、固态变形阶段外,同构造花岗岩还可分出一个准固态变形阶段。

References

- Collins L G. 1988. Hydrothermal Differentiation and Myrmekite- A Clue to Many Geologic Puzzles[M]. Athens: Theophrastus Publications S A, 6~ 50.
- DeI' Angelo L N, Tullis J and Yund R A. 1987. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates[J]. Tectonophysics, 139: 325~ 332.
- DeI' Angelo L N and Tullis J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates[J]. J. Metamorph. Geol., 6: 495~ 515.
- Hanmer S K. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite[J]. J. Struct. Geol., 4: 197~ 214.
- Hibbard M J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications [J]. Journal of Geology, 95: 543~ 561.
- Lagarde J L, Omar S A, Roddaz B D. 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional defor-

- mation: examples from late carboniferous plutons, Morocco [J]. *J. Struct. Geol.*, 14: 805~ 821.
- Ling Qiang, Fang Zhanren. 1988. Study of the origin of micr_intergrowth occurred in the granitoid rocks [J]. *Acta Petrological Sinica*, (2): 42~ 49 (in Chinese with English abstract).
- Liu Chunhua, Chen Hua. 1996. Progress for the origin of myrmekite: A review [J]. *World Geology*, 15(1): 7~ 12 (in Chinese).
- Ma Changqian, Yang Kunguang, Tang Zhonghua, *et al.* 1994. *Granitic Magma Dynamics* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 221 (in Chinese).
- Pharr G M and Ashby M F. 1983. On creep enhanced by a liquid phase [J]. *Acta Metall.*, 31: 129~ 138.
- Phillips E R. 1980. On polygenetic myrmekite [J]. *Geological Magazine*, 17(1): 29~ 36.
- Schofield D I and D' Lemos R S. 1998. Relationships between syn_tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander- Avalon boundary of NE Newfoundland [J]. *J. struct. Geol.*, 20(4): 459~ 471.
- Simpson C and Wintsch R P. 1989. Evidence for deformation_induced K_fedspars replacement by myrmekite [J]. *J. Metamorph. Geol.*, 7: 261~ 275.
- Tommasi A, Vauchez A, Fernandes L A D, *et al.* 1994. Magma_assisted strain localization in an orogen_parallel transcurrent shear zone of southern Brazil [J]. *Tectonics*, 13(2): 421~ 437.
- Vernon K H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks [J]. *J. Struct. Geol.*, 13: 979~ 985.

附中文参考文献

- 林 强, 方占仁. 1988. 花岗质岩石中微粒共生体的成因研究 [J]. *岩石学报* (2): 42~ 49.
- 刘春华, 陈 华. 1996. 蠕状石成因研究的新进展 [J]. *世界地质*, 15(1): 7~ 2.
- 马昌前, 杨坤光, 唐仲华, 等. 1994. *花岗岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析* [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997: 221.