

Pétrologie/Petrology

## Le massif syénitique protérozoïque d'Itiúba (Bahia, Brésil) : contexte géologique et pétrologie

Herbet CONCEIÇÃO, Bernard BONIN, Pierre SABATÉ et Jean LAMEYRE

*Résumé* — Le massif syénitique d'Itiúba, daté à 1 800 M.a., est constitué de syénites alcalines orientées NS avec des lits mafiques produits par l'accumulation *in situ* de clinopyroxène et d'apatite et recoupées par un cortège filonien représentatif des liquides résiduels. La séquence paragenétique traduit un enrichissement progressif en eau et un rôle croissant de l'amphibole. Les caractères géologiques et pétrologiques conduisent à définir le massif d'Itiúba comme le toit d'une chambre magmatique profonde.

### The proterozoic syenitic massif of Itiúba (Bahia, Brasil): geology and petrology

*Abstract* — The 1,800 M.a.-old syenitic massif of Itiúba is made up of alkaline syenites trending NS with mafic layers produced by *in situ* accumulation of clinopyroxene and apatite and intruded by dyke swarms representative of residual liquids. The paragenetic sequence substantiates a progressive water-enrichment and an increasing role played by amphibole. Geological and petrological criteria provide good evidence that the Itiúba massif constitutes the roof of a deep magma chamber.

*Abridged English Version* — In the northern part of the São Francisco craton (Bahia, Brazil), the syenitic massif of Itiúba was emplaced at the end of the Trans-Amazonian orogenesis (*Fig.*), since Rb-Sr whole-rock isochrons have yielded an 1,800 M.a. age [1]. This massif intrudes Early Proterozoic formations of the Salvador-Curaça mobile belt [2]. Granulitic and gneissic formations have undergone several phases of deformation, the major phase being characterized by a NS trending foliation [3].

The massif is 150 km long and covers an 1,800 km<sup>2</sup> area. Sharp contacts with features of magmatic stoping are exposed against the Early Proterozoic formations. Relationships with the southern nearby Pedra Solta [4] granite are more ambiguous, implying a more or less synchronous time of emplacement. Syenitic rocks show a NS trending foliation marked by mafic mineral alignment. The foliation is well developed at the contacts and is partially replaced in the core by an isotropic texture, which is interpreted in terms of stress field directions during the emplacement and cooling of the magma.

The massif is made up of more than 98% hypersolvus alkaline syenites, displaying a constant paragenesis, with perthitic alkali feldspar, clinopyroxene, amphibole, minor quartz, apatite, titanite, Fe-Ti oxides, pyrite, zircon and allanite. Cumulative facies comprise mafic layers and microrhythmites in which clinopyroxene, apatite and accessory minerals are the cumulus phases in an amphibole-rich groundmass.

Three types of enclaves are present: basement angular xenoliths near the margins, quartz-dioritic to monzonitic tabular enclaves showing evidence of a synchronous emplacement with the syenitic host rock [5] and mafic apatite-clinopyroxene ellipsoidal enclaves with an amphibole-rich reaction zone.

Early white dykes are made up of hypersolvus syenites and may represent residual liquids expressed by filter-press. A second generation of red to pink alkaline syenite-alkaline granite dykes evidences a fluid enrichment of the residual liquids, with alkali feldspars crystallizing under conditions varying from hypersolvus through transsolvus to subsolvus [6]. Late pegmatitic subsolvus zoned dykes are constituted by a quartz-rich core and feldspathic

Note présentée par Maurice ROQUES.

0249-6305/89/03080045 \$2.00 © Académie des Sciences

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : B 14 MARS 1989

Cote : 26 121 ex. 1 M

PA P134

margins in which mafic minerals (amphibole and biotite) have crystallized orthogonally to the contacts.

Syenitic rocks from Itiúba display a complex crystallization sequence as a function of primary magma composition and thermodynamic conditions. The liquidus phases are clinopyroxene followed by apatite, evidence for a phosphorus saturation of the melt [7]. Apatite-clinopyroxene enclaves could result from a major cumulative process. Then, zircon and opaque minerals crystallized, followed by alkali feldspar. Mafic layers and microrhythmites were produced by cumulative processes under static conditions during this stage. Zircon precipitation provides evidence of a zirconium saturation of the metaluminous melt [8].

Amphibole crystallizes as a by-product of a clinopyroxene-residual liquid reaction and constitutes frequently uralitic rims around clinopyroxene. However, amphibole can also crystallize directly from the melt together with alkali feldspar (euhedral amphibole crystals enclosed in alkali feldspar margins). Amphibole-rich reaction zones of the mafic enclaves provide criteria for a water-enrichment of the residual liquid. At this stage, water saturation is not achieved (one single perthitic alkali feldspar) [6], and amphibole precipitation leads to more and more silica-saturated liquids [9].

Residual liquids can be extracted from the crystalline mass by filter-press and fill fractures open in the almost completely consolidated massif. Paragenetic evolution of the dykes substantiate the major role played by amphibole precipitation (modal quartz being more and more abundant) and the water enrichment (alkali feldspars crystallizing under hypersolvus through transsolvus to subsolvus conditions). At this stage, water pressure is equal to total pressure.

Biotite and titanite are lastly produced by amphibole, opaque minerals and/or clinopyroxene breakdown, implying oxidizing conditions at the end of the cooling of the plutonic system.

The syenitic massif of Itiúba cannot represent a typical alkaline ring-complex and is therefore considered as the roof-zone of a deep magma chamber, emplaced during the Middle Proterozoic and feeding overlying ring complexes and central volcanoes, that have since disappeared by erosion.

---

Le massif syénitique d'Itiúba (Bahia, Brésil) se situe dans la partie septentrionale du craton de São Francisco, stabilisé à la fin de l'orogénèse trans-amazonienne (*fig.*). Les syénites ont donné par la méthode isotopique des isochrones Rb-Sr sur roches totales un âge de 1 800 M.a. [1].

1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — Le massif syénitique est intrusif dans des formations de granulites et de gneiss du Protérozoïque inférieur, appartenant à la ceinture mobile trans-amazonienne de Salvador-Curaça [2]. Les formations granulitiques et gneissiques ont subi plusieurs phases de déformations, la phase majeure se traduisant par une foliation NS [3]. La stratigraphie reconstituée des formations métamorphiques comporte une unité supra-crustale avec des paragneiss quartzo-feldspathiques à graphite ou à grenat, des amphibolites et des itabirites (quartzites à lits de minerais de fer), et des granulites et des orthogneiss recoupés par des corps basiques à ultrabasiques minéralisés en cuivre.

Le massif syénitique forme un pluton d'allongement NS de 150 km et couvre une surface de 1 800 km<sup>2</sup>. Sa nature intrusive s'exprime par des contacts francs et par l'abondance dans une zone de moins de 300 m de large d'enclaves anguleuses de roches du socle. A l'extrême sud, la syénite, en relation avec le granite de Pedra Solta [4],

présente un contact sinueux, indication de magmas plus ou moins synchrones : les enclaves syénitiques sont abondantes dans le granite, suggérant une mise en place du granite alors que la syénite, déjà consolidée, avait encore conservé un comportement visqueux.

Les roches syénitiques sont caractérisées par une foliation NS constante dans tout le massif, marquée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens. La foliation est bien développée aux contacts mais s'atténue dans la partie centrale où les tendances à la texture isotrope s'accroissent. Les variations de taux de déformation du cœur à la périphérie du massif ont été acquises au cours de la mise en place du magma et de sa cristallisation. Le parallélisme remarquable entre les foliations des roches syénitiques, la forme générale du pluton et la direction de la phase majeure de déformation des roches du socle indique le même champ de contraintes demeurant depuis le pic métamorphique granulitique jusqu'à l'intrusion du magma syénitique.

2. PÉTROGRAPHIE. — Le massif syénitique se caractérise par une grande monotonie des types pétrographiques hypersolvus qui constituent plus de 98 % des affleurements : syénites alcalines, syénites quartziques alcalines leucocrates avec des termes hololeucocrates et mésocrates subordonnés.

2.1. *Les syénites.* — La texture de l'ensemble des roches est grenue à grains moyens à grossiers, la paragenèse principale est constituée de feldspath perthitique, clinopyroxène, amphibole et quartz. Les minéraux en quantités mineures sont : apatite, sphène, magnétite, ilménite, pyrite, et les minéraux accessoires : zircon et allanite.

2.2. *Les faciès cumulatifs.* — Au sein du massif, des structures magmatiques cumulatives sont représentées par un ensemble de lits mafiques d'épaisseur supérieure au centimètre et de microrhythmites d'épaisseur inférieure. Leur répartition est très discontinue mais leur présence est constante dans le massif. Les lits mafiques ont des compositions modales, soit identiques dans tout le lit, soit présentant des variations graduelles. Ils constituent des unités de longueurs métriques et d'épaisseurs centimétriques, parallèles entre eux, certaines présentant des formes de fuseaux. Cette structure indique des conditions statiques au cours de la phase d'accumulation. Les microrhythmites sont situées au toit des lits mafiques et présentes en quantités subordonnées. La minéralogie et le grain de ces roches sont semblables aux syénites, mettant en évidence une accumulation de clinopyroxène, d'apatite et de minéraux accessoires dans une matrice riche en amphibole.

2.3. *Les enclaves.* — Il en existe trois types :

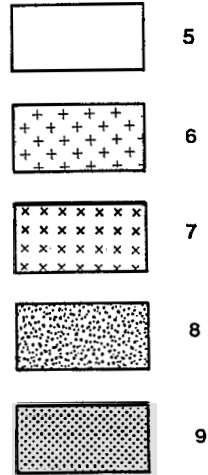
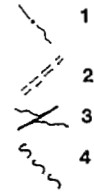
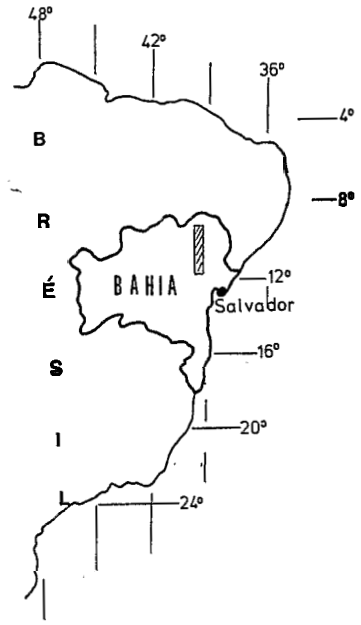
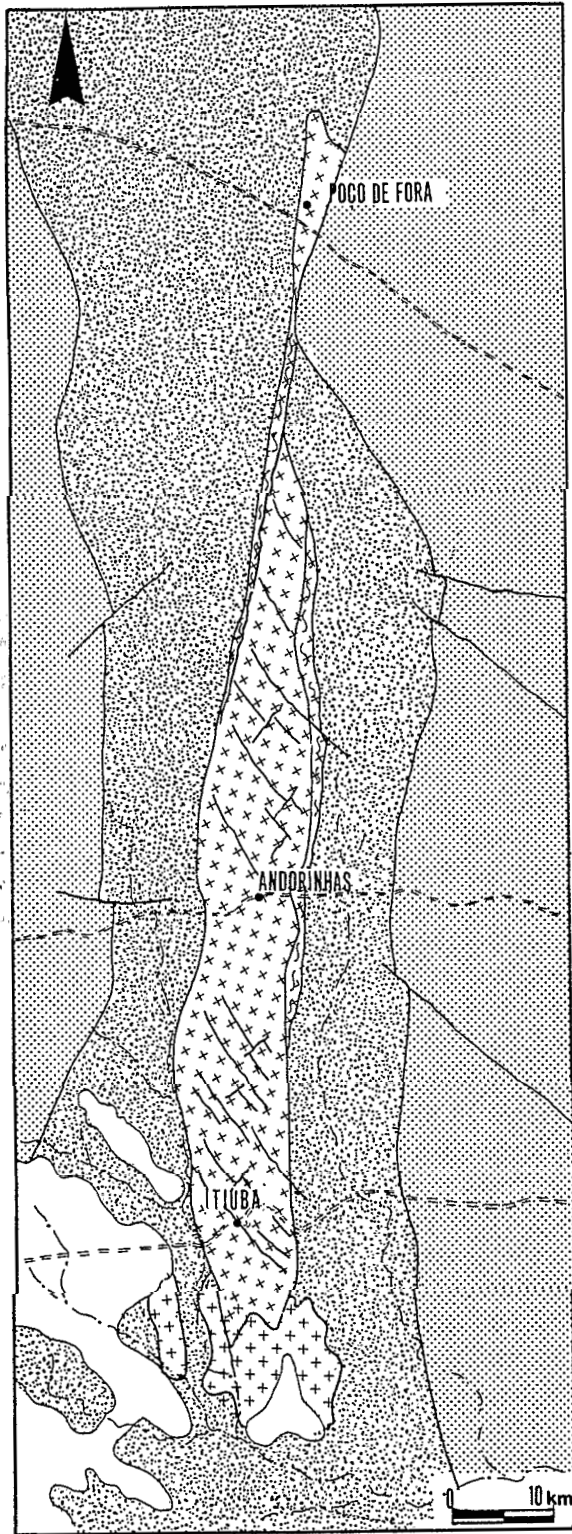
— roches du socle (granulites et gneiss), de forme anguleuse et réparties aux bordures du massif, indiquant des phénomènes locaux de « magmatic stoping »,

— roches à compositions de diorites quartziques passant aux monzonites, de forme tabulaire et de taille centimétrique. La diminution du grain en bordure met en évidence un caractère intrusif des enclaves, s'expliquant par un fort gradient thermique entre enclaves et syénites au moment de leur mise en contact [5].

— roches mafiques, de forme ellipsoïdique et de taille centimétrique, présentant au contact une zone réactionnelle à amphibole. A l'intérieur, la paragenèse est : clinopyroxène et apatite en phases cumulus, amphibole, opaques et biotite en phases intercumulus.

2.4. *Les filons.* — Le cortège filonien est constitué par plusieurs générations de dykes intrusifs dans les syénites :

— dykes grenus blancs d'épaisseur centimétrique, montrant des contacts peu nets. Ces syénites alcalines hypersolvus leucocrates, très semblables à leur encaissant syénitique, représentent l'expression par filtre-pressé de liquides résiduels,



## LÉGENDE DE LA FIGURE

Carte géologique simplifiée du massif d'Itiúba, d'après la carte géologique de l'État de Bahia [10] (*Geological sketch map of Itiúba massif, modified after the geological map of Bahia State* [10]). 1. fleuve Itapicuru (*Itapicuru river*), 2. routes (*roads*), 3. failles (*faults*), 4. zone de cisaillement (*shear zone*), 5. sédiments quaternaires (*Quaternary sedimentary cover*), 6. granite de Pedra Solta (*Pedra Solta granite*), 7. syénite d'Itiúba (*Itiúba syenite*), 8. ceinture mobile de Salvador-Curaça (*Salvador-Curaça mobile belt*), 9. gneiss, diatexites et métatexites archéens (*Archean gneisses, diatexites and metatexites*).

— dykes roses à rouges, à contacts nets et rectilignes, présentant des bordures de refroidissement. Ils sont constitués de syénite alcaline, de syénite quartzique alcaline ou de granite alcalin, tous caractérisés par deux feldspaths séparés : orthose perthitique et albite. L'association de deux feldspaths séparés est provoquée par un enrichissement en fluides du magma résiduel, l'abaissement des températures du solidus conduisant des conditions hypersolvus aux conditions transsolvus et subsolvus [6],

— dykes pegmatitiques, à contacts nets et rectilignes, souvent zonés. La zonalité est marquée par un cœur riche en quartz, entouré à la périphérie de zones feldspathiques (parfois avec un faciès amazonite) et mafiques (amphibole-biotite). Les minéraux mafiques ont cristallisé perpendiculairement aux contacts, ainsi que certains feldspaths. Les deux feldspaths distincts, albite et microcline, caractérisent un type de cristallisation subsolvus.

3. ÉVOLUTIONS PARAGÉNÉTIQUES. — Les roches syéniques du massif d'Itiúba suivent une course de cristallisation complexe, fonction de la composition du magma primaire et des conditions thermodynamiques ambiantes.

Au liquidus, apparaît le clinopyroxène, suivi de l'apatite. Les enclaves à apatite-clinopyroxène peuvent constituer le résultat d'un premier épisode cumulatif. La précipitation d'apatite marque la saturation du magma en phosphore [7]. Ensuite, zircon et opaques cristallisent, suivis du feldspath alcalin perthitique. Les lits et microrhythmites mafiques constituent les cumulats mafiques en conditions statiques de cet épisode. La précipitation précoce de zircon traduit une saturation du magma en zirconium dans des conditions métalumineuses (indice d'appaïcité inférieur à 1) [8].

L'amphibole cristallise à la suite d'une réaction du clinopyroxène avec le liquide résiduel et forme fréquemment une couronne ouralitique autour des cristaux de clinopyroxène. Dans les syénites leucocrates et hololeucocrates, l'amphibole peut également cristalliser directement à partir du liquide en compagnie des feldspaths, comme en témoignent les cristaux automorphes parfaits d'amphibole inclus dans les bordures des cristaux de feldspaths alcalins. Les bordures amphiboliques réactionnelles des enclaves mafiques à clinopyroxène-apatite traduisent également cet épisode d'enrichissement en eau du liquide résiduel. A ce stade, la saturation en eau n'est pas encore atteinte : feldspaths alcalins perthitiques traduisant des conditions hypersolvus [6]. La précipitation d'amphibole conduit à des compositions de plus en plus saturées en silice des liquides [9].

Les liquides interstitiels peuvent alors s'extraire par filtre-presse de la masse cristalline et s'exprimer sous forme de filons dans les fractures du corps magmatique presque complètement cristallisé. Les variations paragénétiques des filons illustrent les phénomènes de précipitation de l'amphibole et d'enrichissement en eau du milieu : compositions sursaturées en silice avec quartz modal de plus en plus abondant, feldspaths alcalins cristallisant sous des conditions évoluant du type hypersolvus au type subsolvus par l'intermédiaire transsolvus. La pression d'eau atteint alors la pression totale.

La biotite se forme par déstabilisation de l'amphibole. Le sphène est tardif et produit aux dépens des minéraux opaques, de l'amphibole ou du clinopyroxène, traduisant des conditions devenues oxydantes en fin d'évolution du système plutonique.

4. DISCUSSION. — Le massif syénitique d'Itiúba est exceptionnel à plus d'un titre :

— plus de 98 % des affleurements sont constitués par une syénite homogène alcaline hypersolvus à clinopyroxène-amphibole, avec des différenciations *in situ* sous la forme de lits et de microrhythmites mafiques cumulatifs et d'un cortège filonien constitué de roches issues des liquides résiduels,

— sa position intrusive dans un encaissant granulitique et gneissique, avec l'acquisition d'une orientation conforme, plus développée en bordure qu'au centre du pluton, indique un mode de mise en place dans un champ régional de contraintes créé à la fin de l'orogénèse trans-amazonienne,

— ses dimensions sont remarquables : 150 km de longueur du nord au sud pour 12 km de largeur en moyenne [10], il ne s'agit donc pas d'un complexe annulaire alcalin classique.

L'ensemble de ces caractères conduit à proposer que le massif syénitique d'Itiúba constitue le toit d'une chambre magmatique profonde, située au-dessous de massifs volcaniques et de complexes annulaires alcalins du Protérozoïque inférieur à moyen, disparus depuis par érosion.

Conventions CNPq/ORSTM et PADCT-FINEP/UFBA, Programme « Granitoïdes de Bahia : géologie et métallogénie » et programme D.B.T. « Croissance crustale à l'Archéen et transition archéen-protérozoïque » (I.N.S.U.-C.N.R.S.).

Note remise le 26 octobre 1988, acceptée le 14 novembre 1988.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] M. C. H. FIGUEIREDO, *Thèse M. Sc.*, UFBA, Salvador, Brésil, 1976, 87 p.
- [2] J. DE F. MASCARENHAS, *Testos básicos.*, 2, SME-CPM, Bahia, Brésil, 1979, p. 55-165.
- [3] L. J. H. D'EL R. SILVA, *Textos básicos*, 6, SME-CPM, Bahia, Brésil, 1984, p. 51-136.
- [4] H. CONÇEICAO et P. SABATÉ, *Am. XXXIV<sup>e</sup> Congr. Bras. Geol.*, Goiania, Brésil, Bol. 1, 1986, p. 146-147.
- [5] J. DIDIER, *Granites and their enclaves*, *Dev. in Petrol.*, 3, 1973, Elsevier (Amsterdam), 393 p.
- [6] O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 74, 1958, 153 p.
- [7] E. B. WATSON, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 1980, p. 322-355.
- [8] E. B. WATSON, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 1979, p. 407-419.
- [9] A. GIRET, B. BONIN et J. M. LEGER, *Canad. Mineral.*, 18, 1980, p. 481-495.
- [10] H. A. V. INDA et J. F. BARBOSA, *Mapa Geologico Bahia*, 1/1 000 000, SME-CPM (Bahia, Brésil), 1978.

H. C. et B. B. : *Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie*, Bât. n° 504,  
Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex;

J. L. : *Laboratoire de Pétrologie*, Aile 25-26, 3<sup>e</sup> étage,  
U.P.M.C., 75230 Paris Cedex 05;

H. C. et P. S. : *Departamento de Geoquímica*, UFBA, Federação,  
Rua Caetano Moura, 123, 40.000 Salvador, Bahia, Brésil;

P.S. : *Antenne ORSTOM auprès de l'UFBA*, CP 4021, Barra-40161 Salvador, Bahia, Brésil.