



# Le volcanisme du Cantal



!



**Situation géographique et morphologie de l'édifice volcanique**

► C'est le plus grand stratovolcan français :

- dimensions : 60 km N-S et 70 km E-O
- superficie : 2500 km<sup>2</sup>, équivalente à celle de l'Etna

Il constitue la presque totalité du département du Cantal.

Limites géographiques : à l'Est par les monts de la Margeride, au Sud par la région des Planèzes, l'Aubrac et le Carladès, au Sud-Ouest par la Châtaigneraie, à l'Ouest par le Mauriacois, au Nord-Ouest par le plateau de l'Artense et au Nord-Est par le Cézallier.

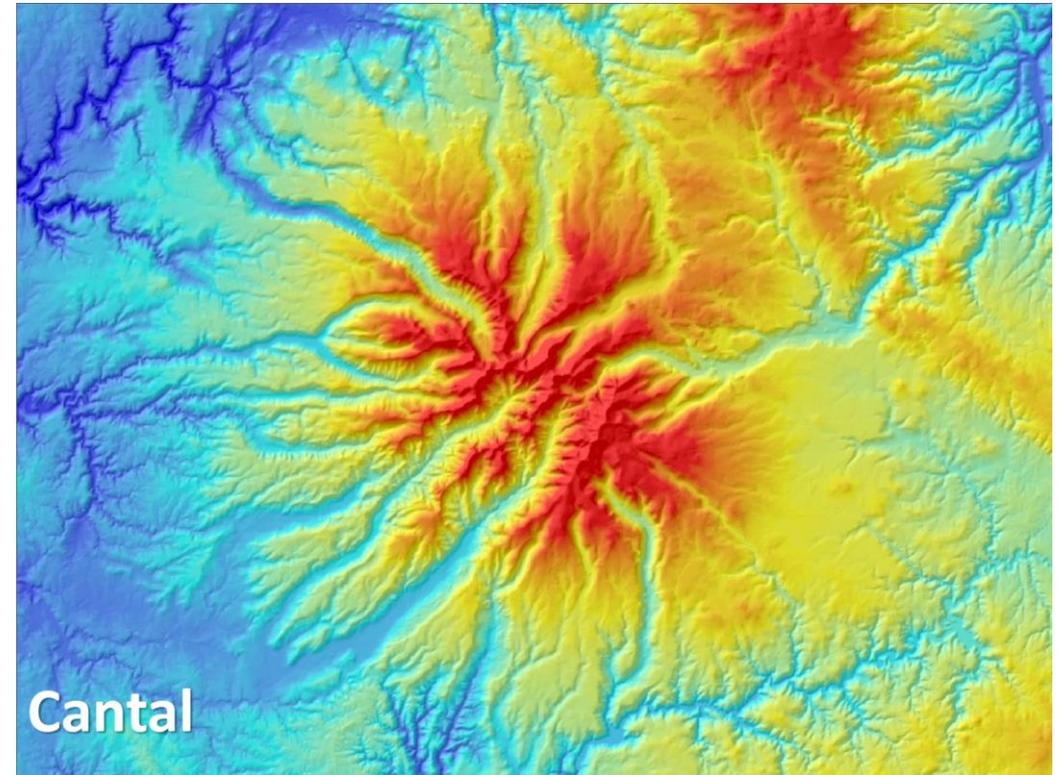
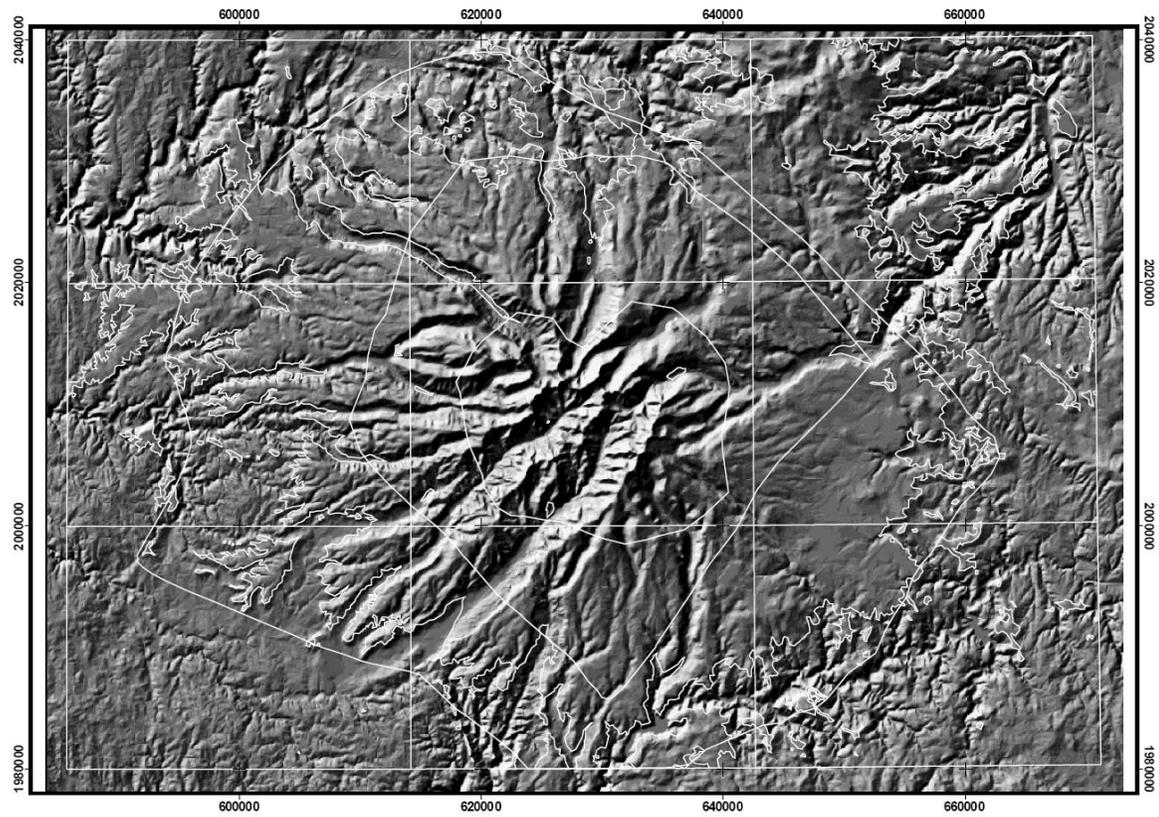
► Véritable château d'eau avec trois grands bassins versants : Dordogne à l'Ouest, Lot au Sud – Sud-Est et Allier vers le Nord-Est.

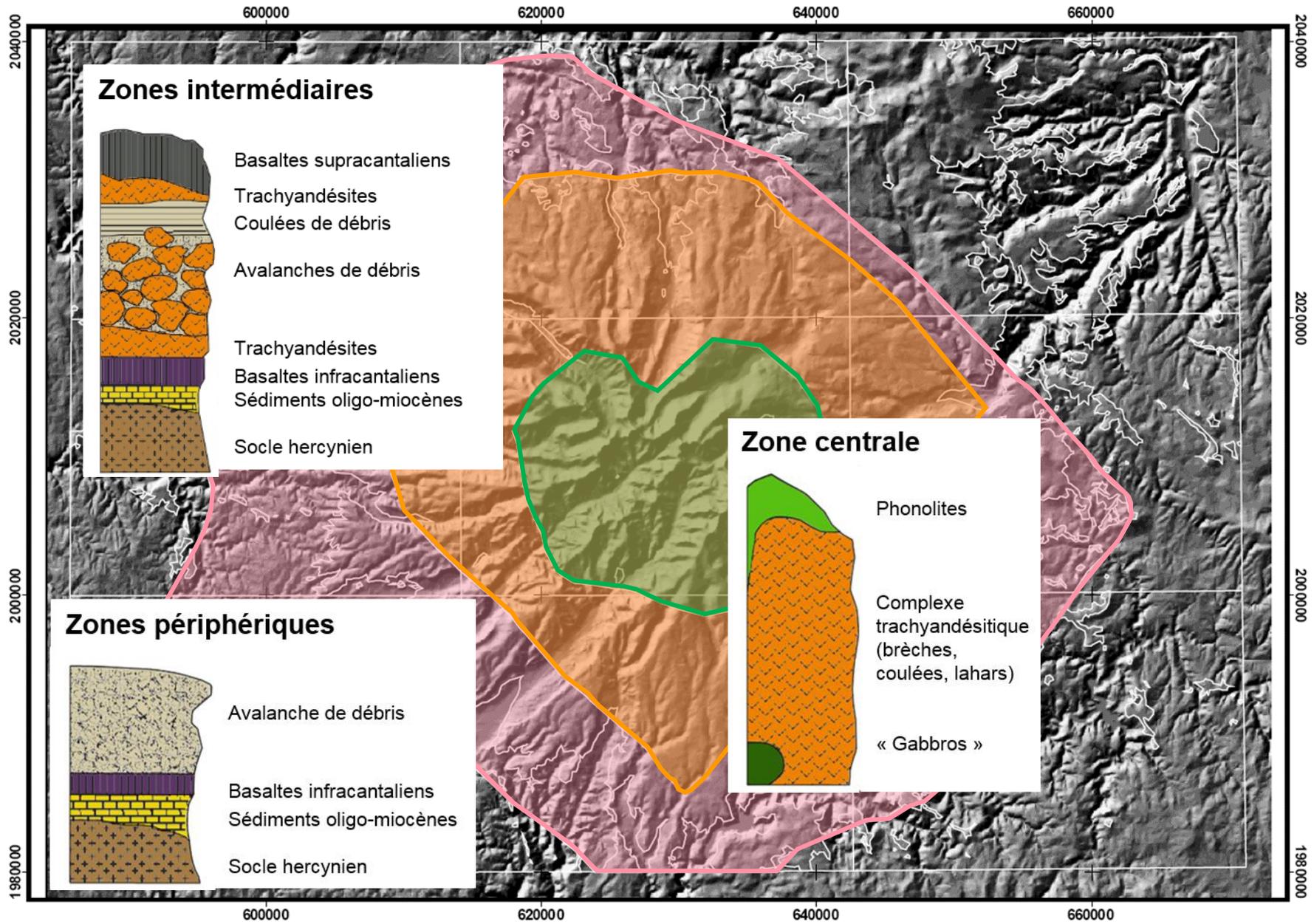
Forme d'un cône surbaissé avec deux zones distinctes :

- une zone centrale de 15 km de diamètre rassemblant tous les sommets : Plomb du Cantal (1855 m), Puy Griou... et à partir de laquelle rayonnent les principales vallées qui drainent le département du Cantal,
- une zone périphérique à pente plus douce découpée en vastes plateaux triangulaires ou « **planèzes** » par les vallées précédentes descendant des sommets.  
⇒ Le tout donne au Massif Cantalien une forme étoilée, caractéristique des grands stratovolcans .

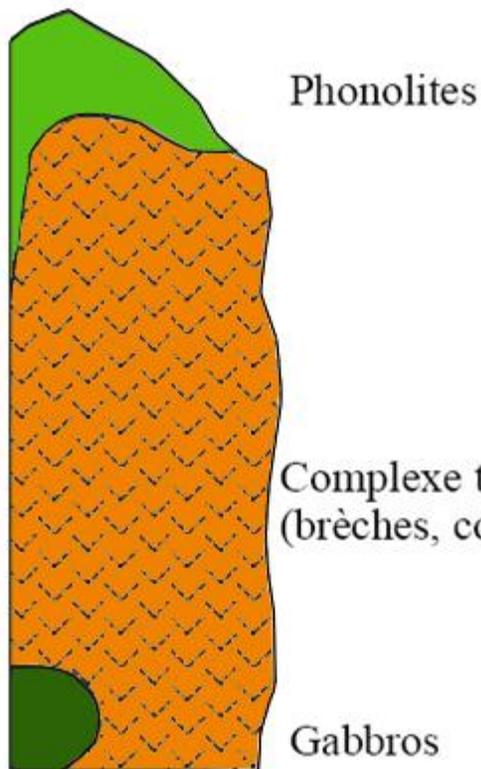
► Intérêt de ces vallées : elles entaillent le stratovolcan, parfois de près de 200 m. Elles offrent ainsi de véritables coupes géologiques naturelles qui ont permis de préciser les principales étapes de l'édification du stratovolcan sur le socle hercynien.



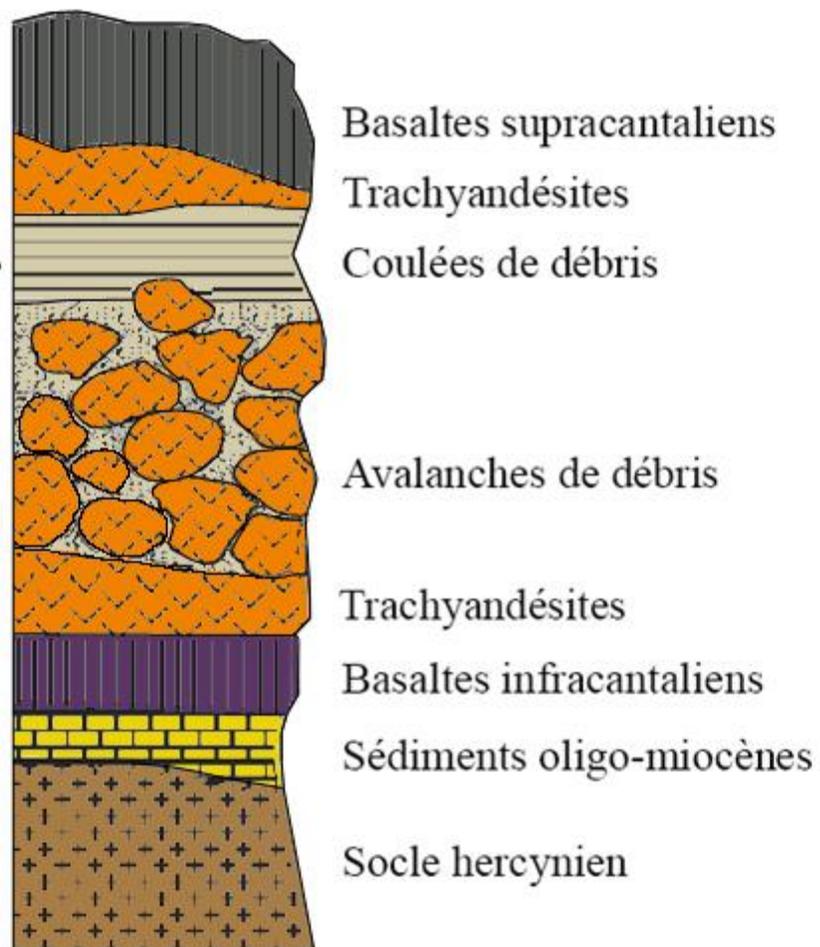




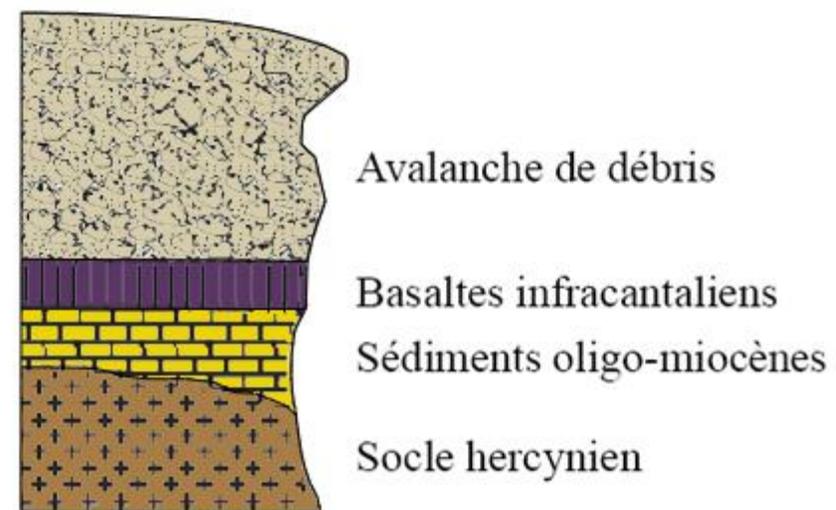
# Zone Centrale

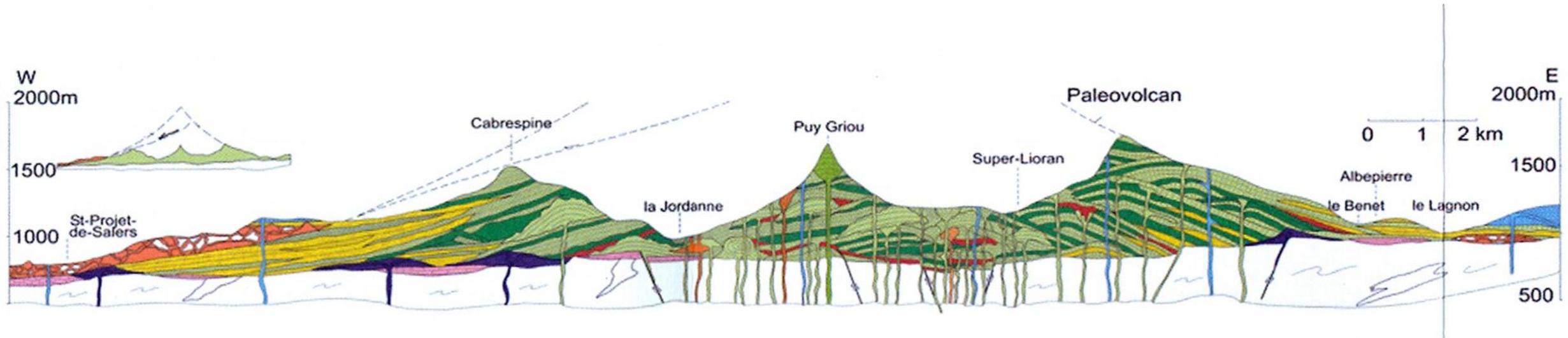


# Zones Intermédiaires



# Zones Périphériques





## Coupe géologique détaillée du stratovolcan cantalien

Sur la coupe ci-dessus, on a l'illustration du terme « stratovolcan ».

*Définition d'un stratovolcan : volcan dont le cône est édifié par l'alternance plus ou moins régulière de coulées de lave et de couches pyroclastiques (c'est-à-dire formées de projections, tels cendres, lapillis,...)*

**Dictionnaire de Géologie – A. Foucault et J-F. Raoult – Editions Masson**

Dans l'épaisseur du Complexe trachyandésitique (représenté dans des tons verts sur la coupe ci-dessus), on peut en effet observer de nombreuses couches ou strates superposées figurant tantôt des coulées, tantôt des produits pyroclastiques provenant d'une multitude de points éruptifs comme en témoignent les nombreuses cheminées fossiles traversant le socle puis, totalement ou partiellement, l'ensemble du stratovolcan.

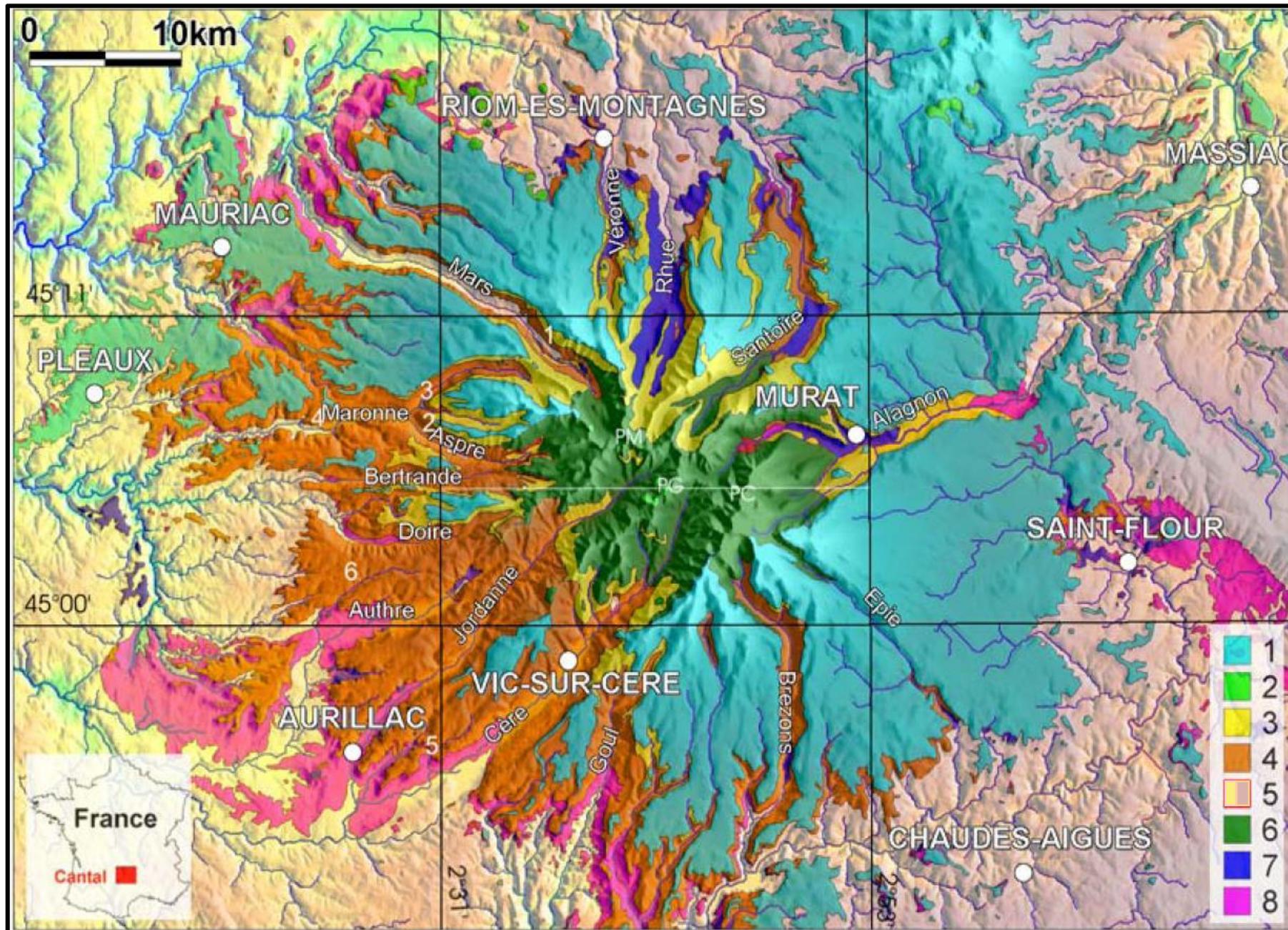
Cela implique deux choses :

- le stratovolcan cantalien n'est pas un volcan unique puisque l'on y observe un grand nombre de cheminées; c'est un ensemble de volcans qui se sont succédés dans le temps, bien évidemment, mais qui se sont de plus empilés les uns sur les autres pendant environ 10 Ma jusqu'à constituer cet immense édifice volcanique qui a pu atteindre 3000 à 4000 m de hauteur.
- et le fait que ce volcanisme se soit manifesté au même endroit et pendant longtemps implique aussi l'existence en profondeur d'un immense réservoir magmatique ou, à défaut, d'un réservoir plus modeste mais continuellement alimenté.

||.

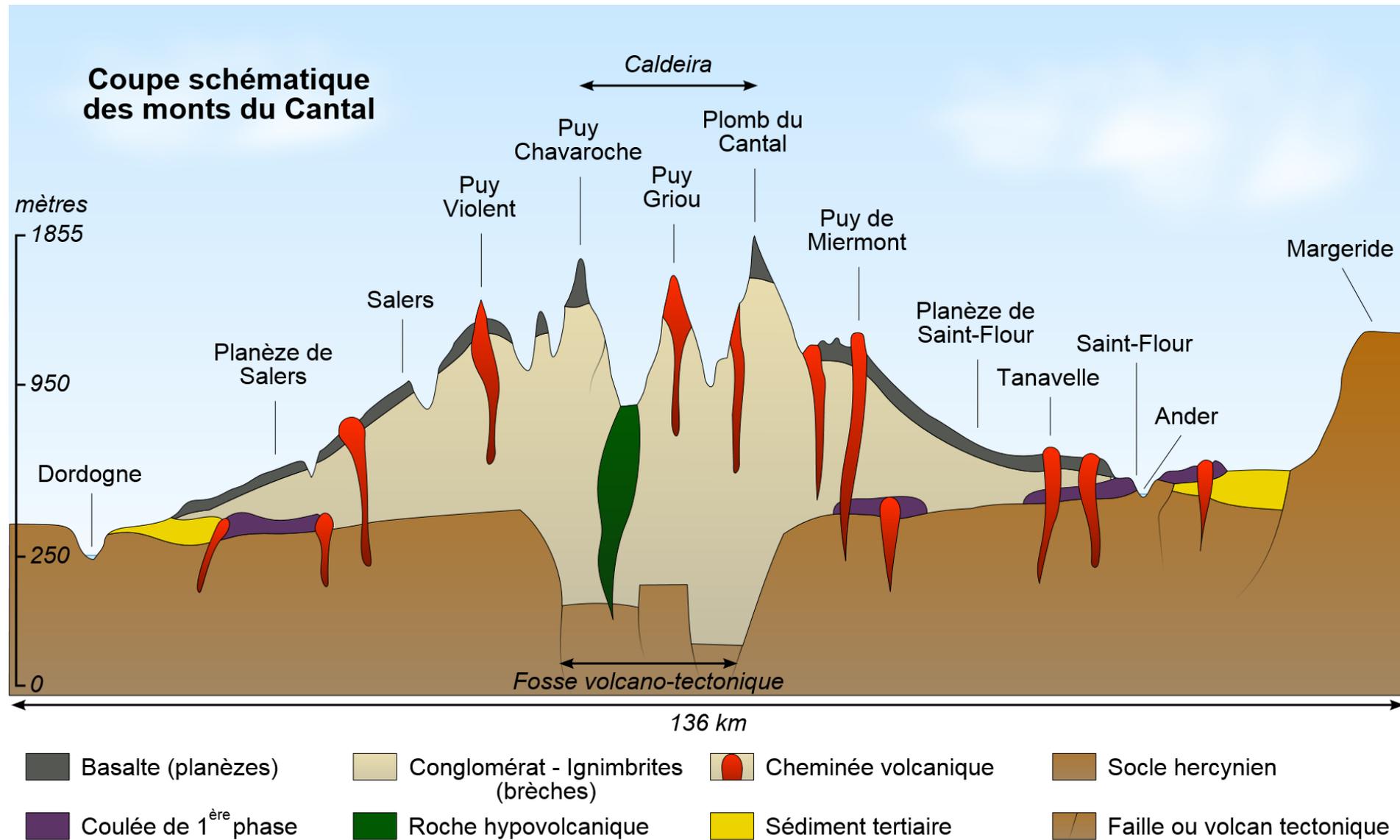


**Aperçu rapide de l'histoire géologique  
du Massif cantalien**

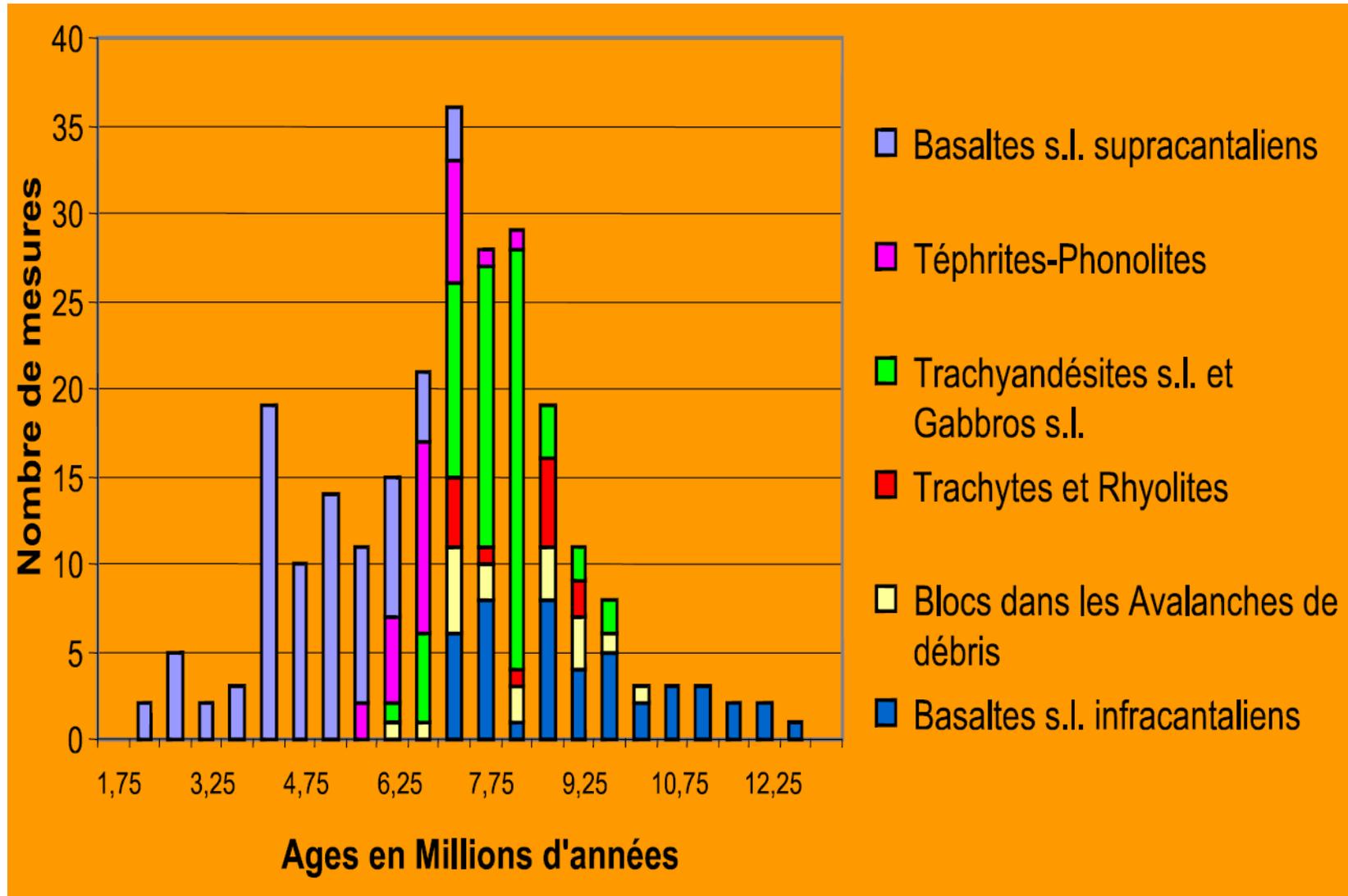


## Carte géologique simplifiée du Cantal

- 1- basaltites supracantaliens
- 2- phonolites
- 3- dépôts de coulées de débris
- 4- dépôts d'avalanches de débris
- 5- socle hercynien
- 6- Complexe trachyandésitique et trachyandésites post-avalanches
- 7- basaltites infracantaliens
- 8- sédiments oligo-miocènes



## Coupe géologique simplifiée du stratovolcan cantalien



**Ages K-Ar et  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  des différentes unités lithostratigraphiques (Nehlig et al., 2002)**

La coupe simplifiée ci-dessus (par chronologie relative) et les datations des différentes roches volcaniques (par chronologie absolue) permettent de reconstituer les grandes étapes de l'histoire géologique du massif volcanique cantalien.

On peut remarquer d'emblée qu'au-dessus du socle hercynien daté d'environ -300 Ma, les formations du Secondaire et du début du Tertiaire (Eocène), sont complètement absentes parce qu'elles ne se sont jamais déposées ! Le Cantal est resté complètement émergé pendant toute cette période.

# Histoire hercynienne

- ▶ Même histoire paléozoïque (Primaire) que le Massif armoricain.
- Épisode de distension de la croûte continentale en bordure Nord du Gondwana au Cambrien et début de l'Ordovicien (rifting)
- Formation de l'Océan Centralien (= accrétion océanique) à l'Ordovicien moyen puis expansion océanique pendant tout le Silurien et peut-être le Dévonien inférieur amenant à la séparation de la microplaque ibéro-armoricaine (plaque Armorica) de Gondwana.
- Subduction vers le Nord de la lithosphère de l'Océan Centralien qui va conduire progressivement à sa fermeture.
- Collision continentale (vers 380-340 Ma) du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur et mise en place des grandes nappes de charriage (charriage vers le Sud) avec de haut en bas :
  - l'Unité supérieure des gneiss = croûte océanique subductée
  - l'Unité inférieure des gneiss chevauchée par la précédente
  - et l'Unité para-autochtone des micaschistes chevauchée elle aussi par la précédente.
- Formation de la chaîne varisque (ou hercynienne) par empilement des nappes et épaissement crustal.
- Extension tardi-orogénique (vers 330-290 Ma) et mise en place des derniers granites.
- Productions du Houiller.
- Érosion des reliefs et accumulation des débris dans les bassins permien : bassin de Brive, de Rodez, de Saint-Affrique, de Lodève...

# Histoire secondaire

Après le Permien, les massifs hercyniens sont pénéplanés.

Puis se produit une distension généralisée de la Pangée dès le début du Lias :  
⇒ apparition de l'Atlantique Central et de la Téthys Ligure qui s'élargissent pendant tout le Jurassique (figure en haut à droite).

Le Massif Central est alors réduit à deux grandes « îles » : l'Auvergne au Nord et la Montagne noire au Sud, séparées par le détroit de Rodez et le golfe des Causses.

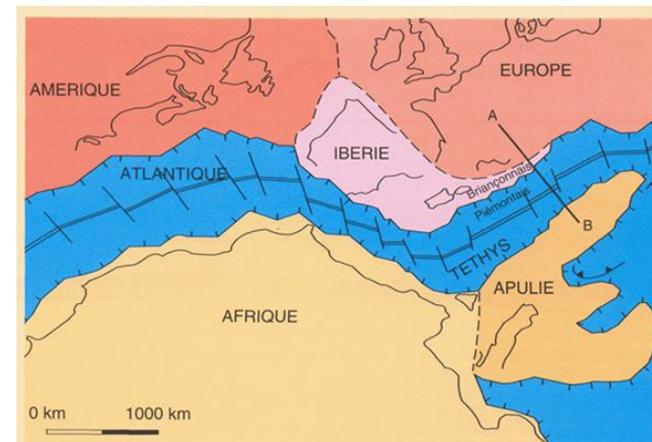
Au Jurassique moyen, une tendance à l'émersion s'annonce avec le développement d'une ceinture de lagunes autour des deux « îles » précédentes.

Mais au Jurassique supérieur, il y a de nouveau approfondissement avec sédimentation dans les Causses de faciès plus marno-calcaires et très fins indiquant l'absence de relief sur les terres émergées.

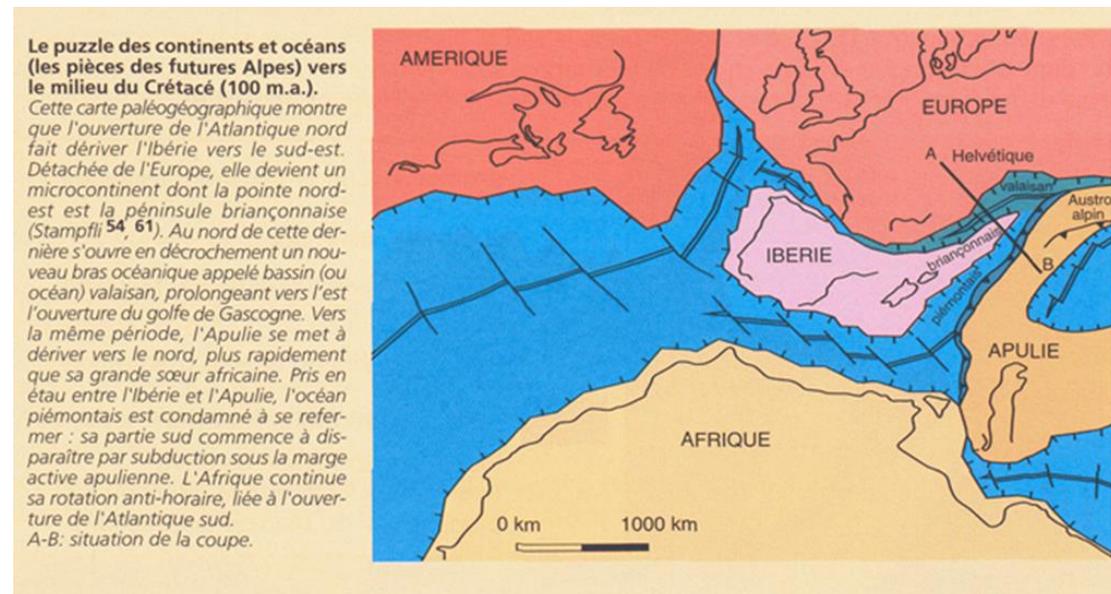
C'est au Crétacé que le Massif Central émerge complètement. Cette émergence est due à la formation de l'Atlantique Nord entre l'Ibérie et le Canada (-145 Ma).

S'ouvrent en effet en même temps (figure en bas à droite) :

- le rift du Golfe de Gascogne qui « décroche » l'Ibérie de l'Armorique et la fait dériver vers le Sud-Est,
- et plus vers l'Est, et dans son prolongement, le rift du mini-océan Valaisan entre l'« Île Briançonnaise » (éperon de l'ensemble Corso-Sarde et de l'Ibérie) et le continent européen.



Il y a 160 à 150 millions d'années, l'Atlantique central et la Téthys s'élargissent ensemble. Durant la deuxième moitié du Jurassique, l'Atlantique nord n'est pas encore ouvert, laissant accolées l'Europe du nord, l'Ibérie et l'Amérique. La presque île apulienne fait toujours partie de l'Afrique, mais va bientôt s'en détacher. Relevons que la limite continent-océan ne correspond pas à celle du rivage. La Téthys débordait largement sur les plates-formes (ou marges) continentales, comme le montre la coupe ci-dessous. Ainsi, toute l'Europe, l'Apulie et le nord de l'Afrique étaient sous la mer. D'après G. Stampfli 54.



**Le puzzle des continents et océans (les pièces des futures Alpes) vers le milieu du Crétacé (100 m.a.).**  
Cette carte paléogéographique montre que l'ouverture de l'Atlantique nord fait dériver l'Ibérie vers le sud-est. Détachée de l'Europe, elle devient un microcontinent dont la pointe nord-est est la péninsule briançonnaise (Stampfli 54, 61). Au nord de cette dernière s'ouvre en décrochement un nouveau bras océanique appelé bassin (ou océan) valaisan, prolongeant vers l'est l'ouverture du golfe de Gascogne. Vers la même période, l'Apulie se met à dériver vers le nord, plus rapidement que sa grande sœur africaine. Pris en étau entre l'Ibérie et l'Apulie, l'océan piémontais est condamné à se refermer : sa partie sud commence à disparaître par subduction sous la marge active apulienne. L'Afrique continue sa rotation anti-horaire, liée à l'ouverture de l'Atlantique sud. A-B: situation de la coupe.

La formation de ces deux rifts puis leur océanisation créent ainsi des zones d' « appel des eaux » : les plateformes marines, les Causses se « vident ».

L'exondation totale est réalisée au Purbeckien (entre -145 et -130 Ma). Seuls, quelques marécages et lagunes parsèment le paysage avec localement, le développement d'eaux sursalées et la précipitation de gypse.

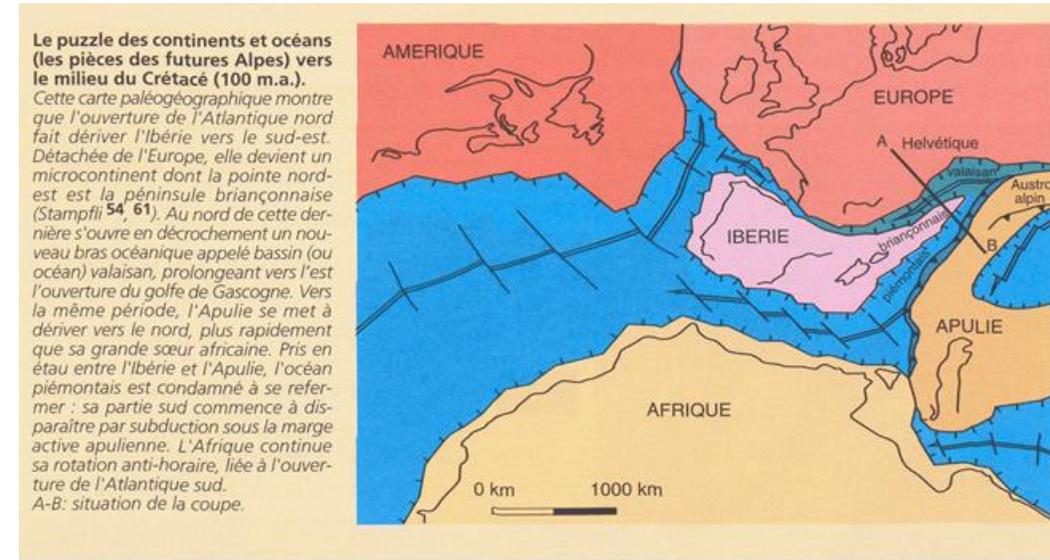
Une fois émergé, le Massif Central est soumis à l'érosion aérienne. Sous climat chaud avec alternance de saisons sèches et humides, les terrains calcaires et granitiques sont altérés en surface ; peuvent alors se développer des karsts et des sols ferrallitiques.

Le Massif Central a échappé à la grande Transgression Cénomaniennne (figure à droite).

**Remarques :** Cette transgression est à relier à l'ouverture de l'Atlantique Sud dont le taux d'expansion est élevé à cette période : plus de 10 cm par an. La dorsale médio-Atlantique Sud est par conséquent une dorsale rapide de « type Pacifique », bombée et sans rift axial du fait de l'ascension de matériel mantellique chaud en grande quantité.

Elle est également favorisée par un réchauffement du climat global de la Terre responsable d'une dilatation des eaux marines.

**Conséquence :** La capacité de rétention d'eau du bassin Atlantique Sud diminue puisque la dorsale y occupe un volume important. Le bassin déborde et l'eau envahit alors les marges limitrophes.

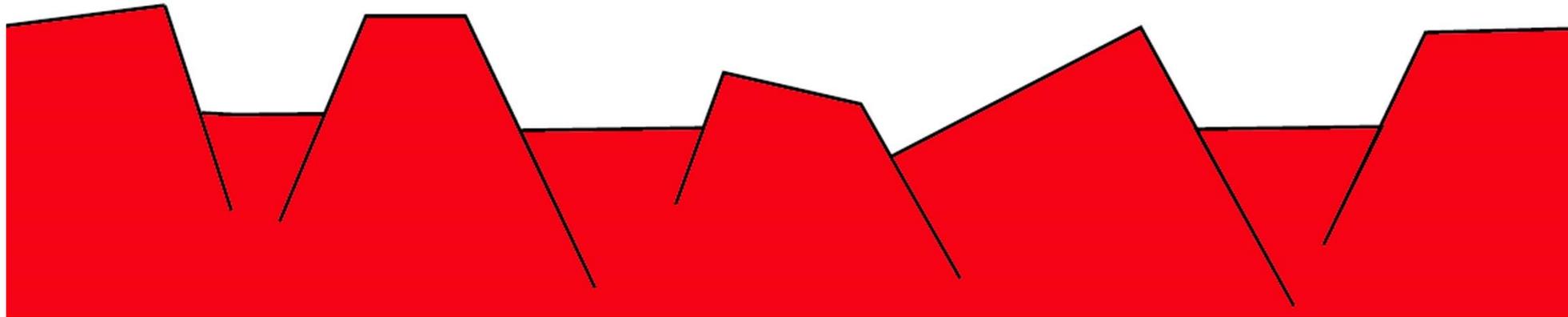
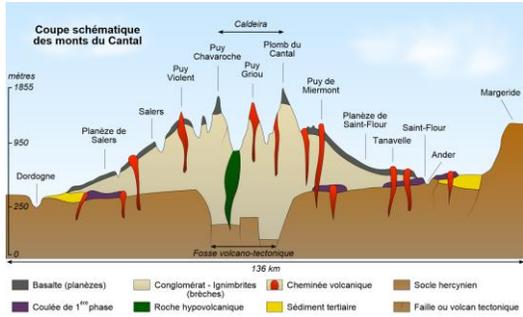


# Histoire Tertiaire - Éocène

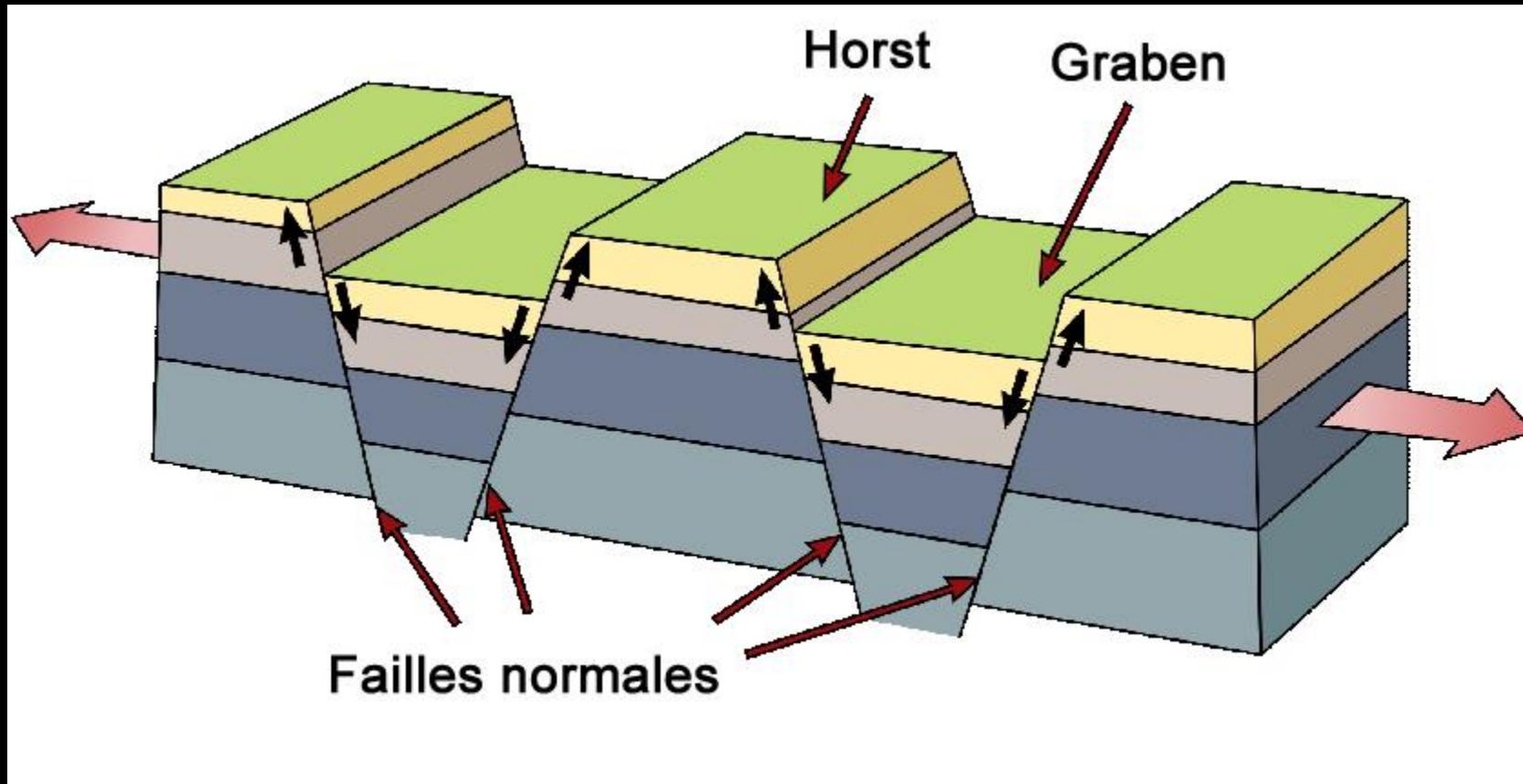
Le Massif Central est toujours émergé ; il le restera d'ailleurs jusqu'à nos jours.

Sous climat tropical humide, développement du Sidérolithique  $\Rightarrow$  paléosols ferrugineux.

**L'histoire sédimentaire, tectonique et volcanique du Cantal ne commence vraiment qu'à l'Oligocène.**

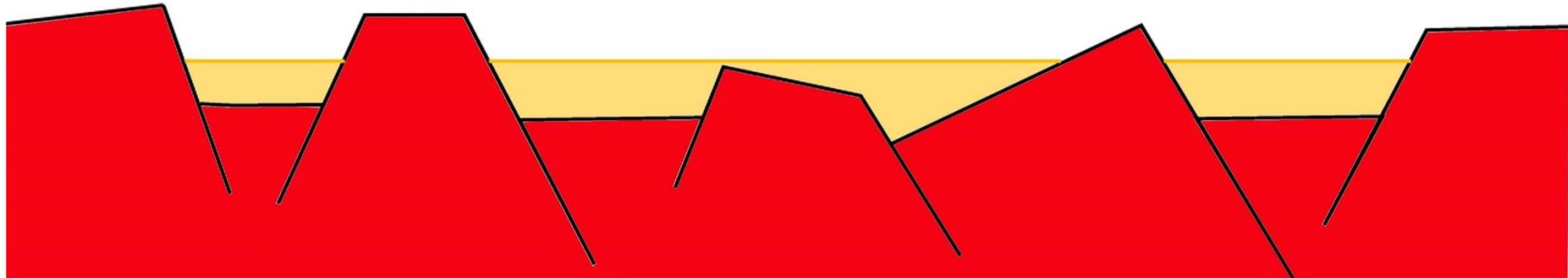
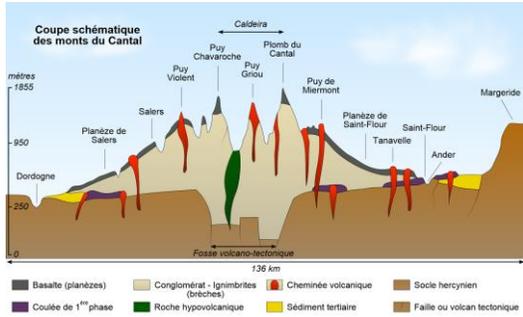


A l'Oligocène, le socle hercynien du Cantal se faille (failles normales) et est découpé en horsts et grabens. Ce découpage en horsts et grabens disposés en touches de piano est le résultat d'une tectonique en extension.



Un **horst** (compartiment surélevé) est limité par deux failles normales convergentes vers le haut et un **graben** (compartiment effondré) par deux failles normales convergentes vers le bas.

« **graben** » et « **horst** » viennent de l'allemand : graben signifie « fossé » et horst « nid d'aigle ».



Puis les grabens se remplissent de sédiments comme tous les autres grabens du Massif Central dont celui de Limagne, et ce jusqu'au Miocène moyen.

A l'Oligocène, d'importantes zones de sédimentation s'individualisent en effet sur la pénéplaine éocène du Massif Central : grabens des Limagnes, de Roanne...et le Cantal n'a pas échappé à cette tectonique d'extension crustale.

► Dans le Cantal, 2 ensembles de bassins oligocènes ont été bien individualisés :

- 1<sup>er</sup> ensemble : le fossé margeridien au pied des Monts de la Margeride. Il dessine un chapelet de petits bassins (Bassins de Saint-Flour, de Neussargues) alignés selon une direction NO-SE

- 2<sup>ème</sup> ensemble : plus occidental et plus étendu avec les bassins d'Aurillac et de Mauriac, ensemble qui pourrait se prolonger jusqu'au centre du stratovolcan comme en témoignent des brèches volcaniques issues de la zone centrale et renfermant des clastes sédimentaires oligocènes : ceci a été observé dans les régions de Murat, Dienne et Mandailles ainsi que dans la vallée de l'Épie.

► Deux petites remarques sur l'allure générale du socle hercynien qui supportent ces bassins oligocènes :

- Il affleure en Margeride, à l'Est de Saint-Flour, à une altitude de près de 1100 m. Sous la planèze de Saint-Flour, il est situé vers 900 m. Et à Aurillac, le socle ne dépasse pas 580 m.

⇒ **Globalement, le socle cantalien se présente donc comme un plan incliné avec d'Est en Ouest, une dénivellation de près de 500 m.**

- Dans le détail, entre ces deux points, on voit aussi affleurer le socle au fond des vallées : à Thiézac, sur le Cère, vers 800 m ; à Cheylade, sur la Rhue, à plus de 1150 m.

⇒ **Cela confirme que sous le stratovolcan, le socle est également disloqué et découpé en horsts et en grabens, et toujours orientés NO-SE.**

► Deux hypothèses ont été émises pour expliquer l'existence de ces bassins ou grabens cantaliens :

- elle serait la conséquence de l'extension oligocène de la croûte suite à la subduction de la lithosphère européenne sous la plaque apulienne ; c'est cette même extension tectonique qui, rappel, est à l'origine de la formation de tous les grabens du ROE. L'orientation particulière N130-140 de ces grabens cantaliens serait simplement due au rejeu de vieilles failles hercyniennes de direction armoricaine. Ces fossés se seraient ensuite remplis avec des formations sédimentaires de l'Oligocène.

- Ils se seraient formés lors des premiers épisodes volcaniques du Cantal, au Miocène moyen (volcanisme dispersé et fissural) puis comblé de produits pyroclastiques. Cette hypothèse d'une « fosse volcano-tectonique » sous le stratovolcan cantalien est actuellement remise en cause.

⇒ **A l'Oligocène, la croûte continentale s'étire donc par rifting passif ; se forment les fossés d'effondrement (= grabens) délimités par des failles normales et séparés par des horsts.**

Quant à l'allure en plan incliné du socle observée aujourd'hui, elle est apparue plus tardivement ; elle est la conséquence ou d'un premier soulèvement du Massif Central en relation avec la formation des Alpes, ou (et) d'un deuxième soulèvement en relation cette fois-ci avec la formation du Bassin algéro-provençal par épaulement des bordures ou (et) de la formation d'un petit point chaud sous le Cantal ! (voir la suite).

► Nature des terrains sédimentaires oligocènes des grabens cantaliens

- **Stampien inférieur détritique** avec à la base des rognons de silex, des quartz et des cailloutis ; au-dessus, des sables mélangés à des argiles, des argiles bariolées sans fossiles à caractère lenticulaire relayées par des argiles vertes massives

- **Stampien supérieur marneux puis de plus en plus carbonaté vers le haut**

- niveau 1 à plantes et Vertébrés : Characées, Roseaux, *Hyaenodon leptorhinus*, *Helix coeduensis*...

- niveau 2 : milieu saumâtre à *Potamides*, *Hydrobia*, *Cypris faba* très abondants

- niveau 3 : niveau à meulière avec *Potamides lamarcki* plus rares ; quelques Foraminifères, Limnées, Planorbes apparaissent

- niveau 4 : niveau entièrement d'eau douce à Limnées et Planorbes de grandes dimensions, *Helix*...

**Remarque** : La présence de Foraminifères et de *Potamides* avait suggéré des incursions marines. Mais grâce à des études de géochimie isotopique, on a montré que toute communication du bassin oligocène d'Aurillac avec une mer ouverte, en particulier avec les Limagnes méridionales qui ont connu de véritables incursions marines, doit être rejetée. Il en serait de même pour le bassin de Saint-Flour.

⇒ **Durant l'Oligocène, le bassin d'Aurillac a plutôt fonctionné comme un bassin endoréique sous climat aride.**

*Définition de « endoréisme » : Fait, pour une région, de ne pas avoir d'écoulement des eaux vers une mer ouverte.*

**Dictionnaire de Géologie – A. Foucault et J-F. Raoult – Editions Masson**

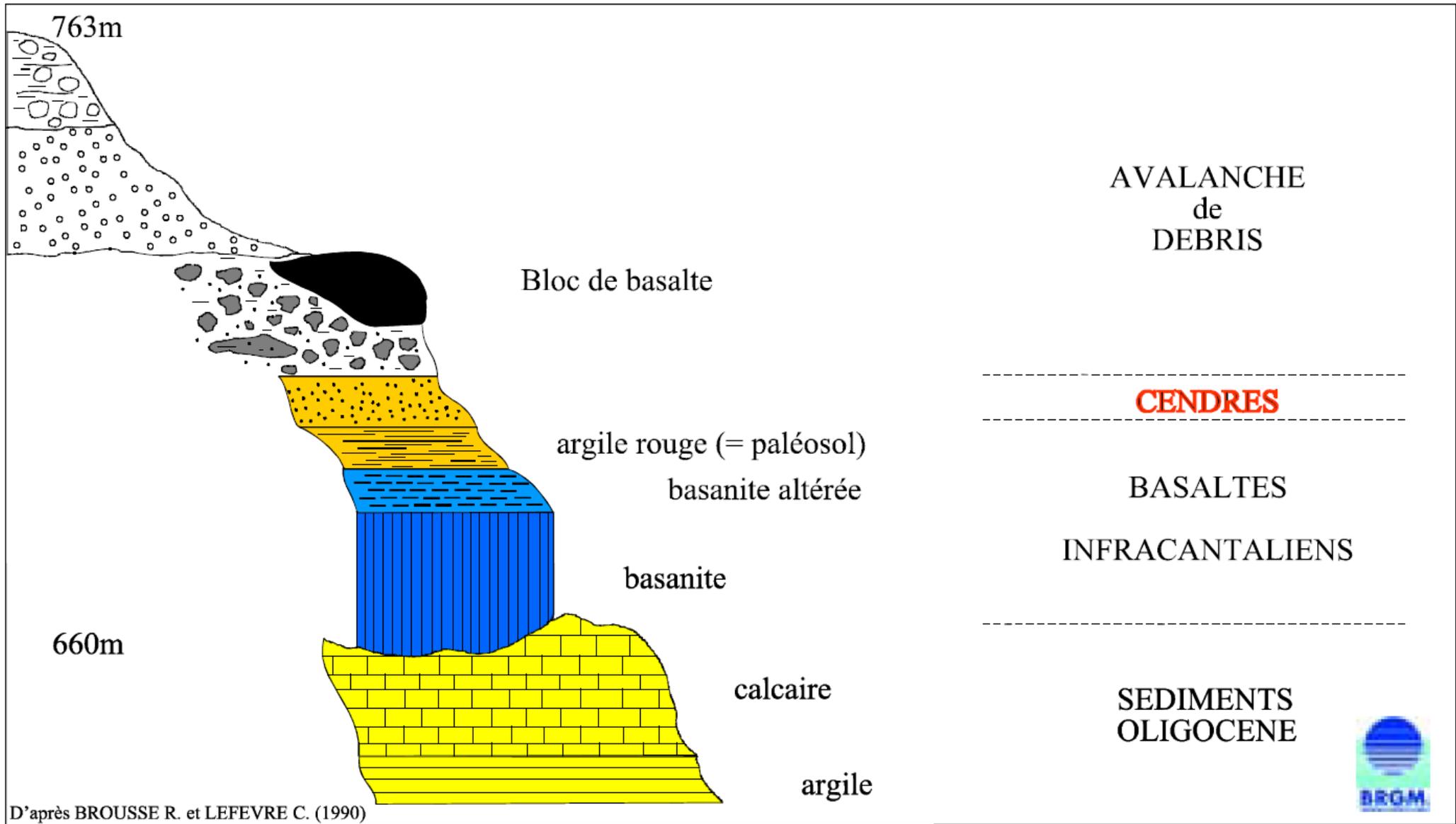
Au Miocène moyen, débute l'édification du stratovolcan cantalien. Associé aux formations volcaniques abondantes de cette époque, des sédiments se déposent localement, en particulier au Messinien (Pontien). Ils sont bien visibles dans la formation du Puy Courny (près d'Aurillac), superposés à la coulée de basalte infracantalien.

#### - **Pontien du Puy Courny**

On y distingue deux niveaux :

- niveau à sables fins, calibrés, reposant sur le basalte
- Coulée boueuse, à quartz et silex oligocènes et jurassiques, à *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile*, *Gazella deperdita*, *Tragocerus amaltheus*, *Rhinoceros schleiermacheri*, *Cervus* sp, autant d'espèces spécifiques d'un climat chaud de type tropical.

**C'est sur ce sédimentaire oligocène que va ensuite s'installer le stratovolcan cantalien.**



**Coupe du Puy Courny**



## Carrière du Puy Courny

Au-dessus d'un niveau à basanites altérées (3) en partie caché, niveau d'argile rouge épais de 1 à 2 m composé de kaolinite et de gibbsite et d'aspect lité (4a). Au-dessus, deux niveaux de tephra (cendres) (5a-5b) surmontés par une avalanche de débris (6a) qui a entraîné un bloc de basalte (6b) de plusieurs m<sup>3</sup>.

Photographie : Martin Ernst 2005

Particularité de tous ces grabens : ils sont fortement subsidents.

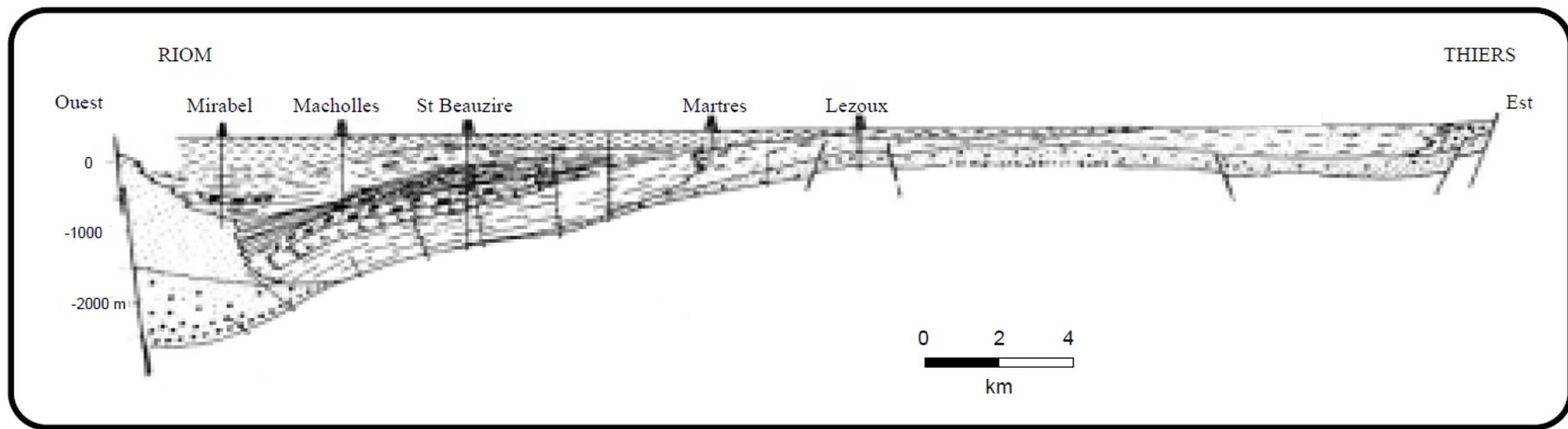
## Définition de la subsidence

*Subsidence : enfoncement progressif, régulier ou saccadé, pendant une assez longue période, du fond d'un bassin sédimentaire, marin ou non.*

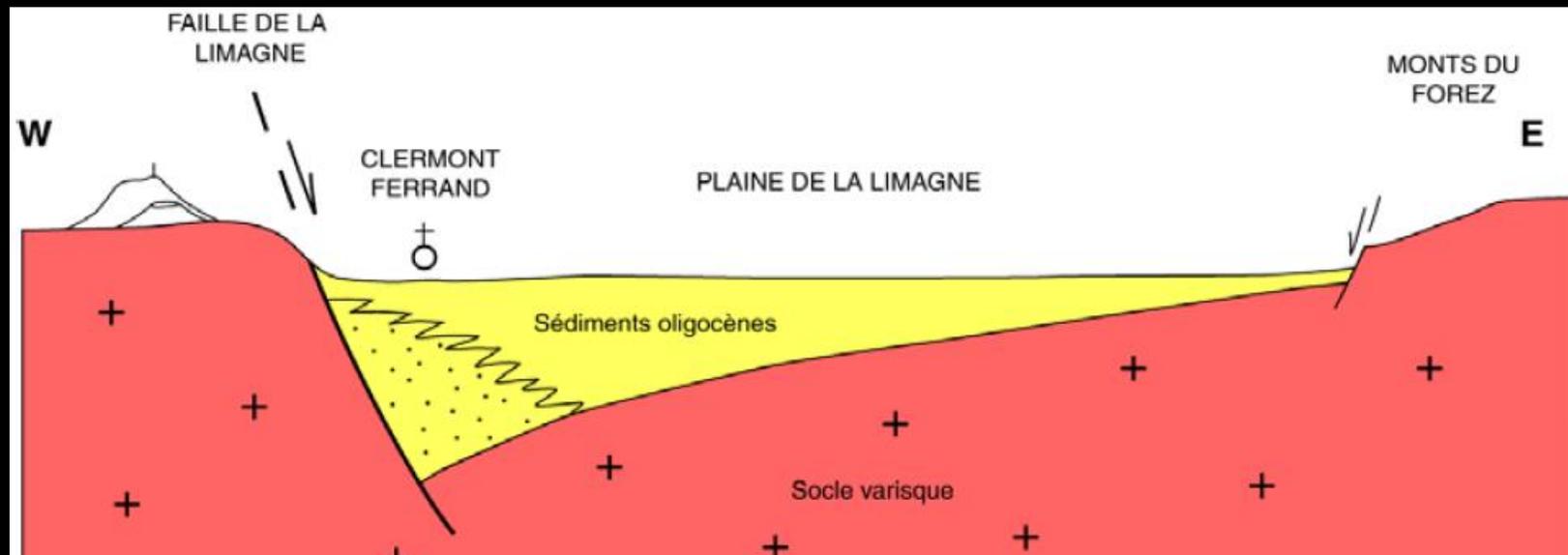
d'après « Dictionnaire de Géologie » de A. Foucault et J.-F. Raoult – Editions Masson

Ainsi, le graben de Limagne s'est enfoncé de près de 3000 m pendant l'Oligocène (voir diapositive suivante) c'est-à-dire sur une période d'environ 10 Ma ce qui représente un taux de sédimentation relativement important : de 3 cm par siècle.

Dans le graben d'Aurillac, la subsidence a été moins marquée : quelques centaines de m de sédiments oligocènes (?)



Coupe géologique O-E perpendiculaire au graben de la Limagne de Clermont-Ferrand à partir de sondages et profils sismiques d'après Morange et al. (1971) et Autran et al. (1979)



Le graben de Limagne est un **graben dissymétrique** : la faille de la Limagne à l'Ouest montre un rejet vertical d'environ 3000 m, beaucoup plus important que celui de la faille orientale bordant le Forez. Ces deux failles bordières sont d'autre part nettement **antithétiques** : la faille de la Limagne « regarde » vers l'Est, celle du Forez vers l'Ouest.

C'est ce phénomène de subsidence qui explique que les sédiments oligocènes de Limagne ou du Cantal présentent sur toute leur épaisseur, qu'elle soit de 3000 m ou de 1000 m, des faciès d'eau douce (présence par exemple de Limnées ou de Planorbes) voire lagunaires (Potamides) ou laguno-marins, bref peu profonds.

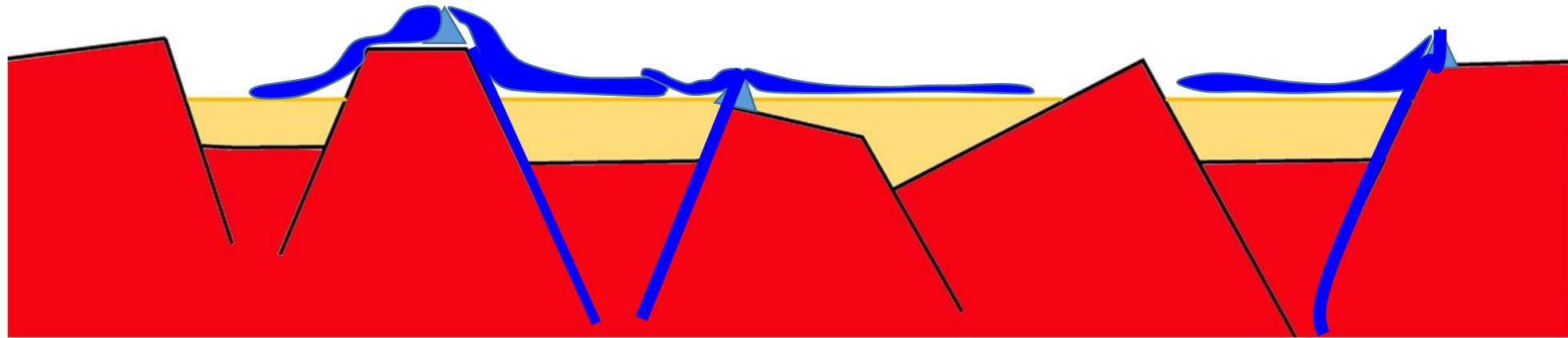
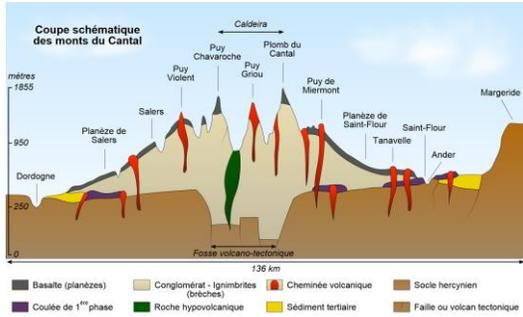
**Ces bassins, ces grabens, tout en s'enfonçant, se comblaient en même temps de sédiments ; ils se maintenaient ainsi constamment au niveau de la mer.**

**En surface, le paysage n'a donc pratiquement pas changé pendant tout l'Oligocène.**

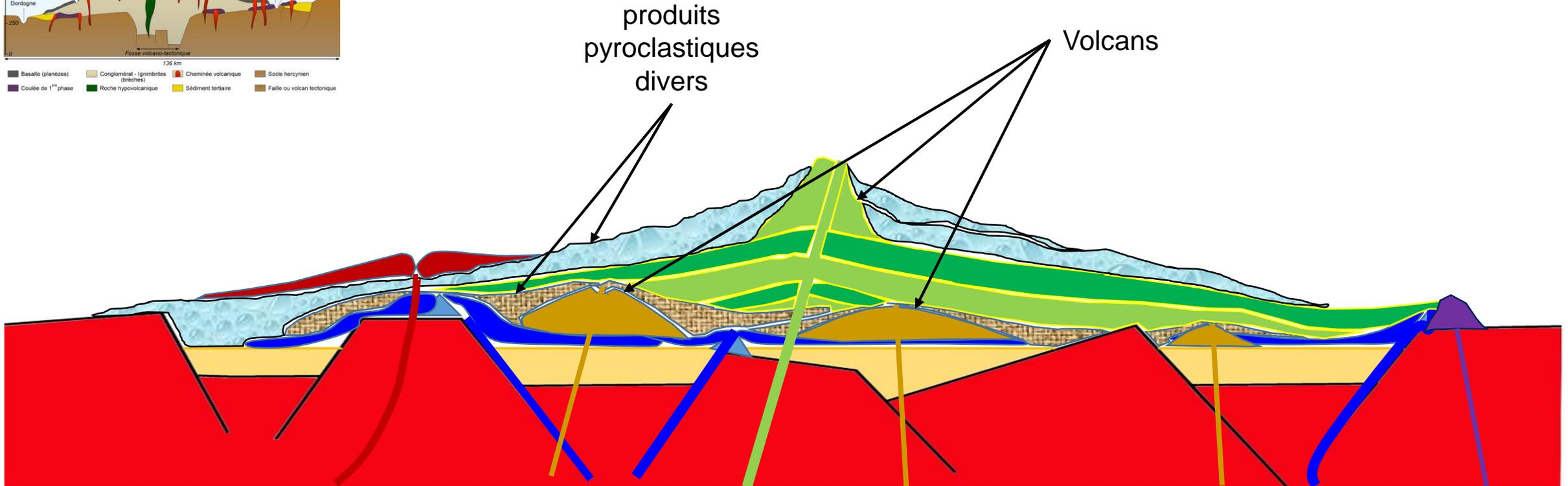
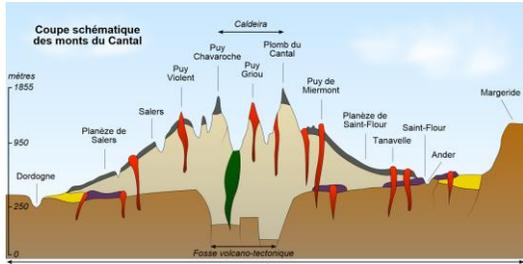
A cette époque, le Massif Central ne présentait aucun relief, il était pénéplané et recouvert d'une cuirasse latéritique éocène (= **Sidérolithique**) formée sous climat tropical avec alternances de saisons sèches et humides et dont on retrouve des blocs dans l'Oligocène basal des fossés. Et quand les horsts se soulevaient gentiment de quelques mètres pendant que les grabens s'effondraient d'autant, les premiers étaient immédiatement érodés et les produits de l'érosion, faibles quantitativement, allaient combler les seconds qui retrouvaient ainsi immédiatement (à l'échelle des temps géologiques !) leur niveau de départ et restaient donc couverts de lacs, de marécages ou de lagunes saumâtres ou marines.

Et cela s'est poursuivi pendant tout l'Oligocène et même le début du Miocène.

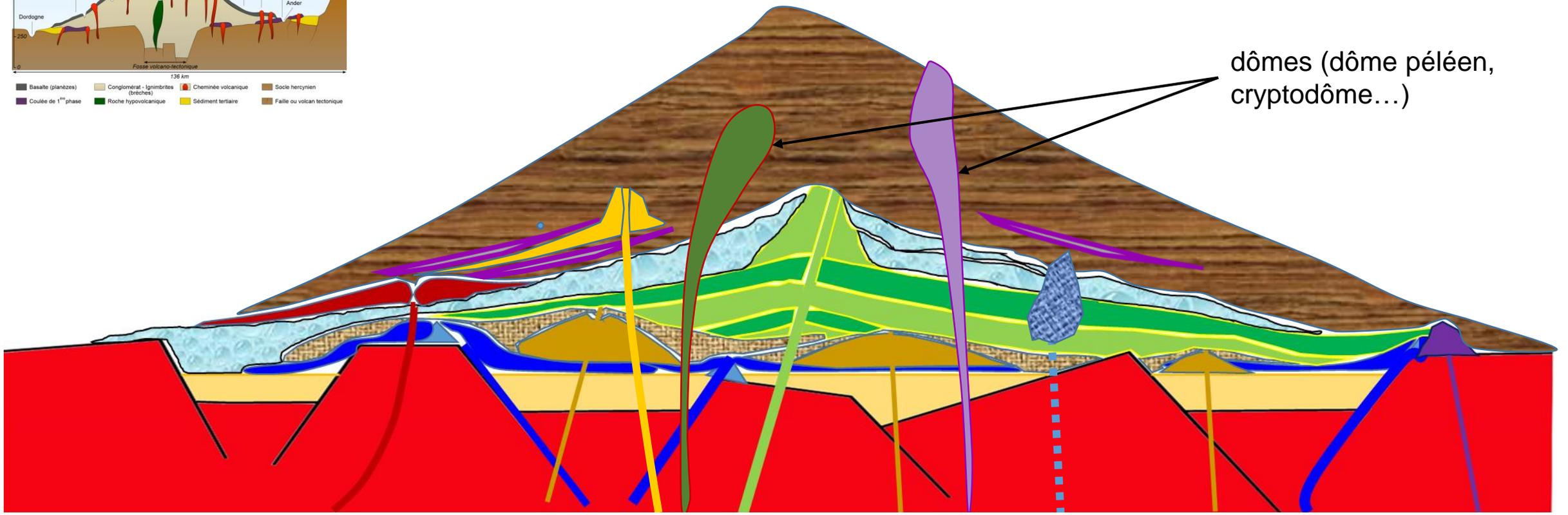
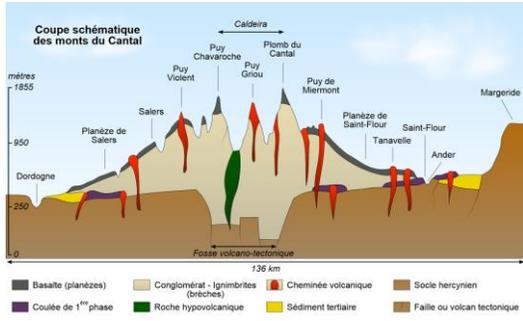
**Jeu des failles normales ⇒ distension et effondrement des grabens, surrection des horsts ⇒ aussitôt envahissement des grabens par des eaux lacustres ou saumâtres, parfois marines ce qui équivaut à une **transgression** ⇒ puis comblement par sédimentation de dépôts de faciès peu profonds ce qui équivaut à une **régression** jusqu'à une nouvelle reprise de la distension.**



A partir du Miocène moyen, de -13 à -10 Ma, mise en place des basaltes infracantaliens.

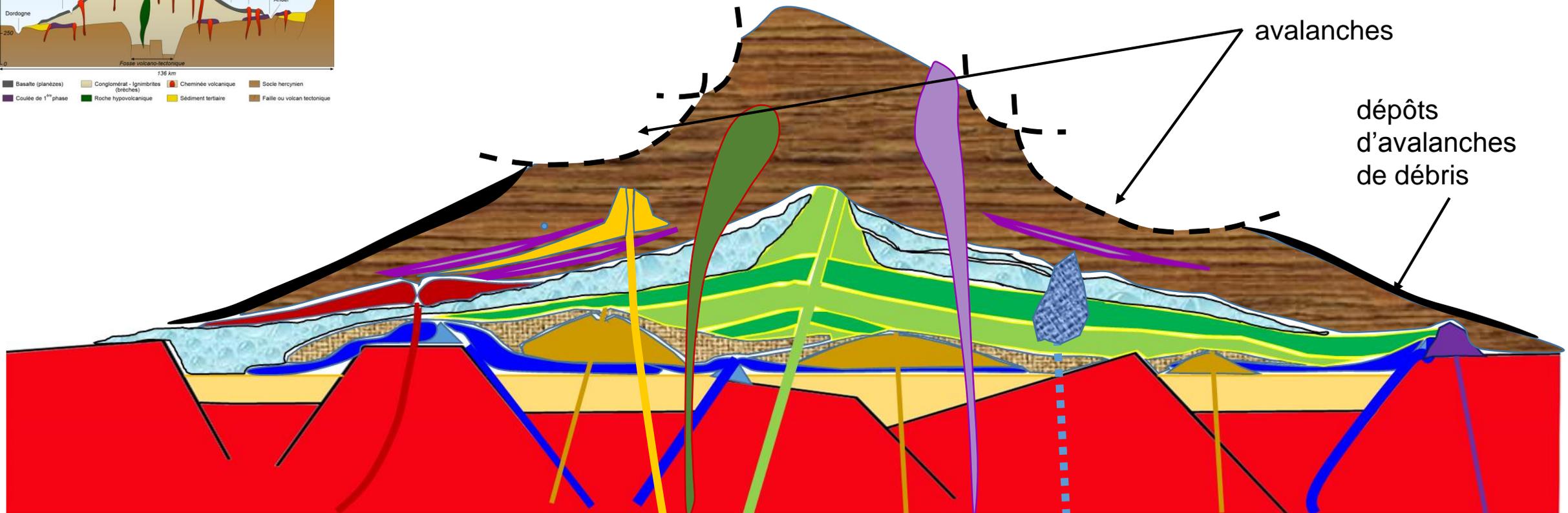
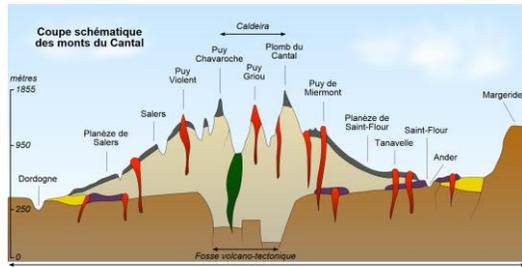


Puis de -10 à - 6,5 Ma, formation du Complexe trachyandésitique : empilement de produits volcaniques variés (coulées, bombes, brèches, nuées, ponces...) de chimisme varié (trachybasalte, trachyandésite, trachyte, rhyolite...) émis par conséquent par des volcans de formes différentes à dynamismes éruptifs très différents : hawaïen, strombolien, vulcanien et plinien.

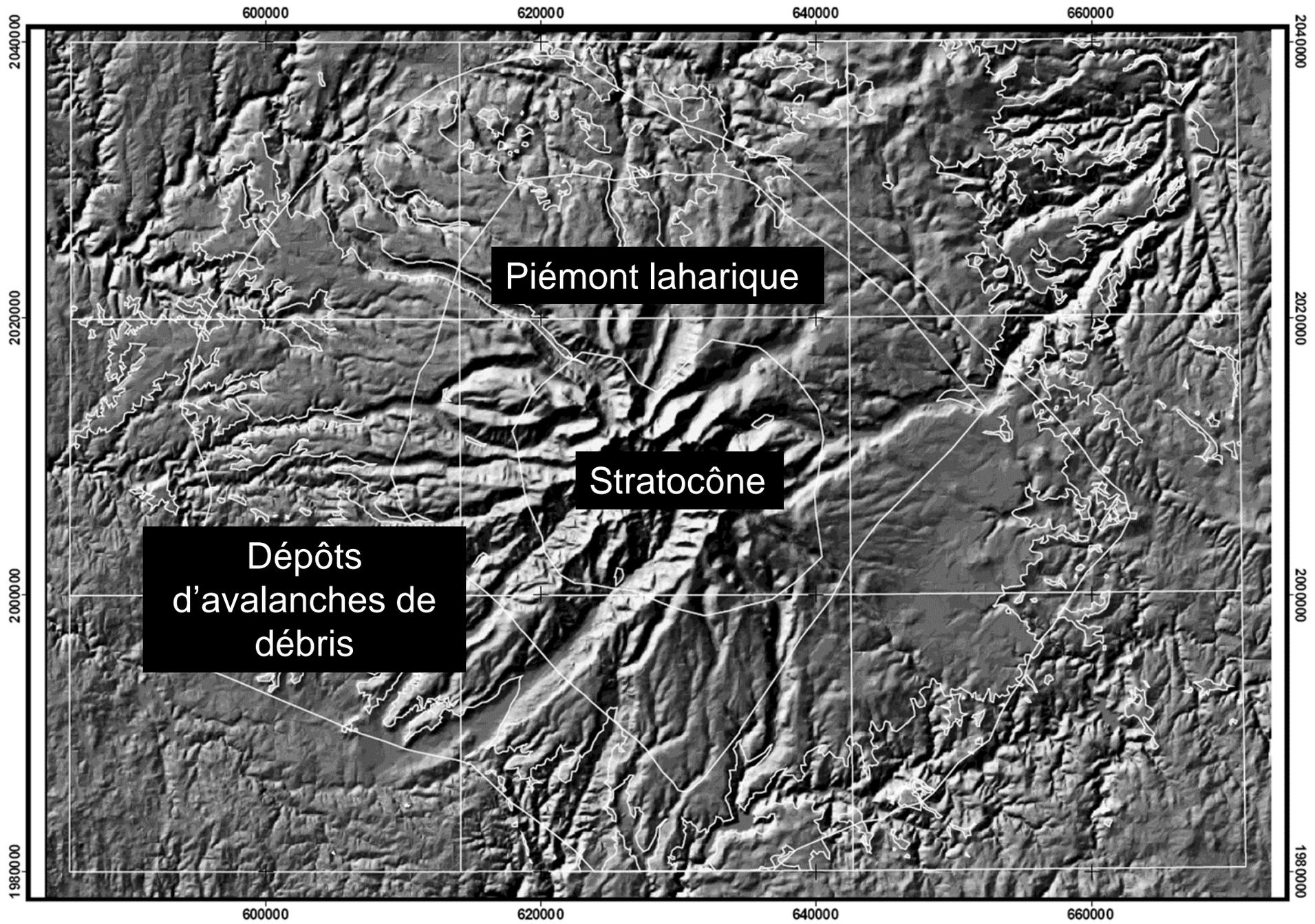


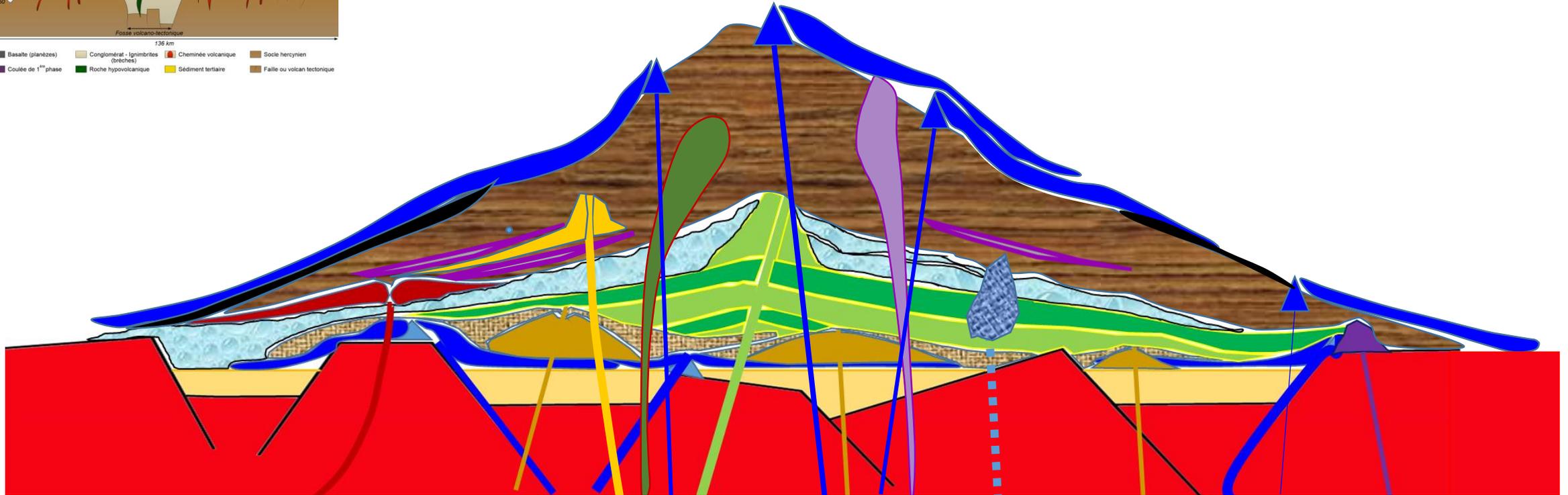
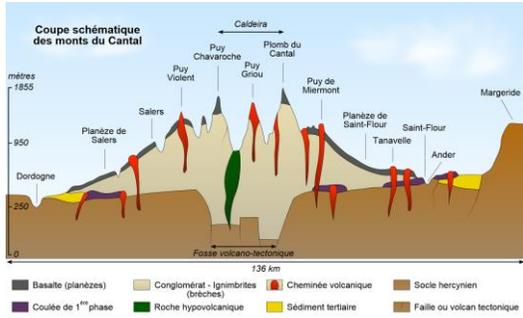
dômes (dôme péleén, cryptodôme...)

Paroxysme entre - 8,5 et - 7 Ma. Puis mise en place des trachyandésites à haüyne (= « ordanchites ») et des dômes phonolitiques entre - 7,5 et - 5,5 Ma.

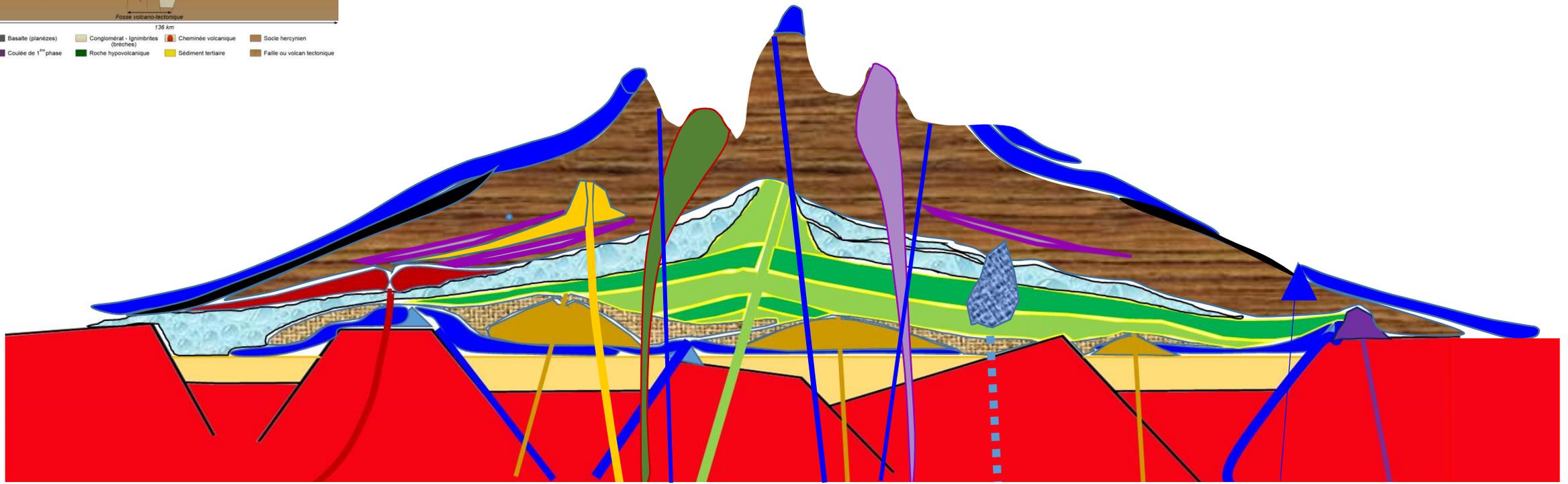
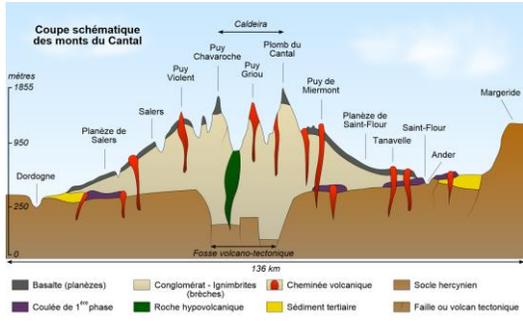


Vers - 7 Ma, avalanches de débris et remaniements associés (lahars...). Avalanches au nombre de 4 (?).  
Le stratovolcan s'écroule. Selon les estimations, il aurait ainsi perdu de 1000 à 2000 m d'altitude.

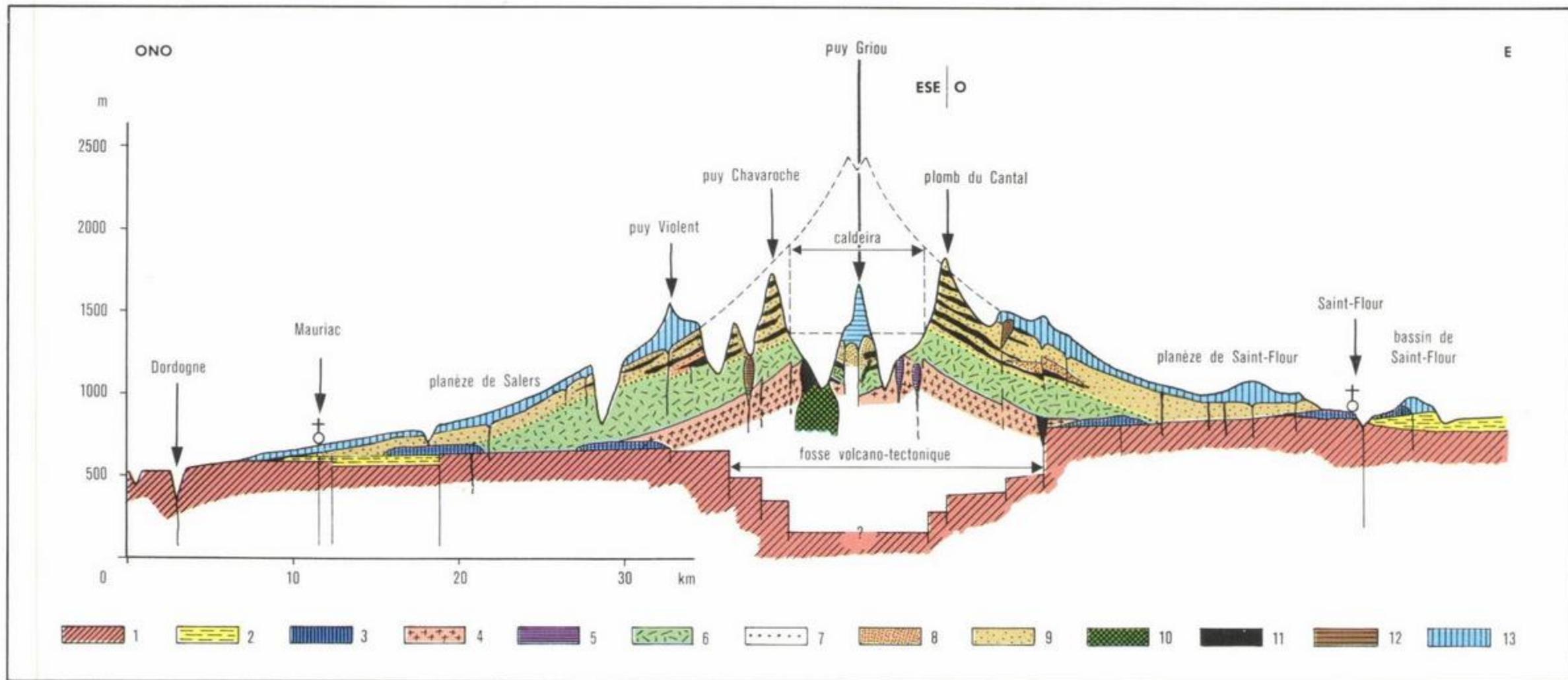




De - 7 à - 3 Ma, se mettent en place les dernières grandes productions basaltiques :  
les basaltes supracantaliens.



Depuis 2 Ma, érosion glaciaire et post-glaciaire.



Un volcan complexe du type strato-volcan : coupe interprétative synthétique à travers le Cantal (d'après A. de Goër, 1

1. Socle hercynien métamorphique; 2. Sédiments oligocènes et miocènes. Paléo-Cantal : 3. Basaltes; 4. Projections acides; 5. Intrusions trachyti

Néo-Cantal : 6. Brèche monogénique inférieure; 7. Volcano-sédimentation intercalaire; 8. Nappe de ponces ignimbrétiques;

9. Complexe conglomératique supérieur; 10. Gabbros et monzonites de Haute-Jordanne; 11. (Trachy)-« andésites » des sommets; 12. Intrusions latitiques et phonolitiques; 13. Basalte « des plateaux ». (Extrait de *Géologie. Géomorphologie et structure profonde du Massif central français*, 1971.)

# Rappel de la chronostratigraphie du Cantal

❑ **13 à 10 Ma** : épisode effusif paléocantalien (premières éruptions de basaltes et de basanites = basaltes infracantaliens)

▶ Seulement reconnues en fond des vallées périphériques et aux marges

▶ Masquées par les produits plus récents

❑ **10 à 6,5 Ma** : mise en place du complexe trachyandésitique

▶ Paroxysme entre 8,5 et 7 Ma avec mise en place de laves, brèches, ponces trachyandésitiques, parfois rhyolitiques

▶ Mise en place des trachyandésites à haüyne (= « ordanchites ») et des dômes phonolitiques entre 7,5 et 5,5 Ma selon un axe NNO-SSE

▶ Vers 7 Ma : avalanches de débris et remaniements associés – avalanches au nombre de 4 (?)

❑ **7 à 3 Ma** : grande production basaltique et basanitique terminale = basaltes supracantaliens

▶ Peu visible dans la zone centrale (quelques filons intrusifs)

▶ Epaisse couverture de basalte au Nord et à l'Est ; quasi - absente dans le quart Sud-Ouest

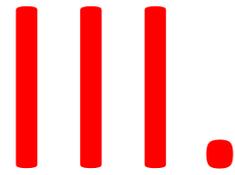
▶ Centres éruptifs ponctuels ou linéaires nombreux

❑ **Depuis 2 Ma** : Erosion glaciaire et post-glaciaire.

**Le stratovolcan cantalien ne ressemble donc pas du tout à la chaîne des Puys.**

**Dans la Chaîne des Puys, les volcans sont monogéniques, bien isolés et alignés le long d'une fracture N-S et le volcanisme a été de courte durée (de - 100000 à - 6000 ans).**

**Dans le Cantal, les volcans se sont superposés dans un même édifice et le volcanisme a duré très longtemps (de -13 à - 3 Ma).**



A large-scale volcanic eruption is shown, with a thick, billowing plume of ash and smoke rising from a mountain. The foreground features a rural landscape with green fields, trees, and a few buildings, illustrating the scale of the event.

# Quelques mots sur les avalanches cantaliennes

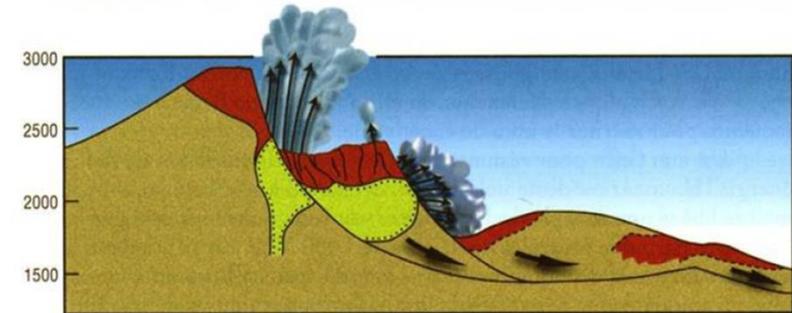
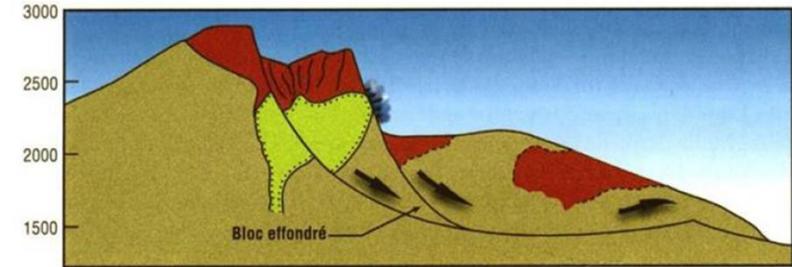
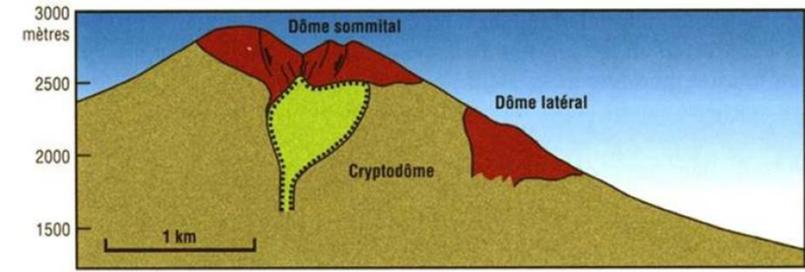
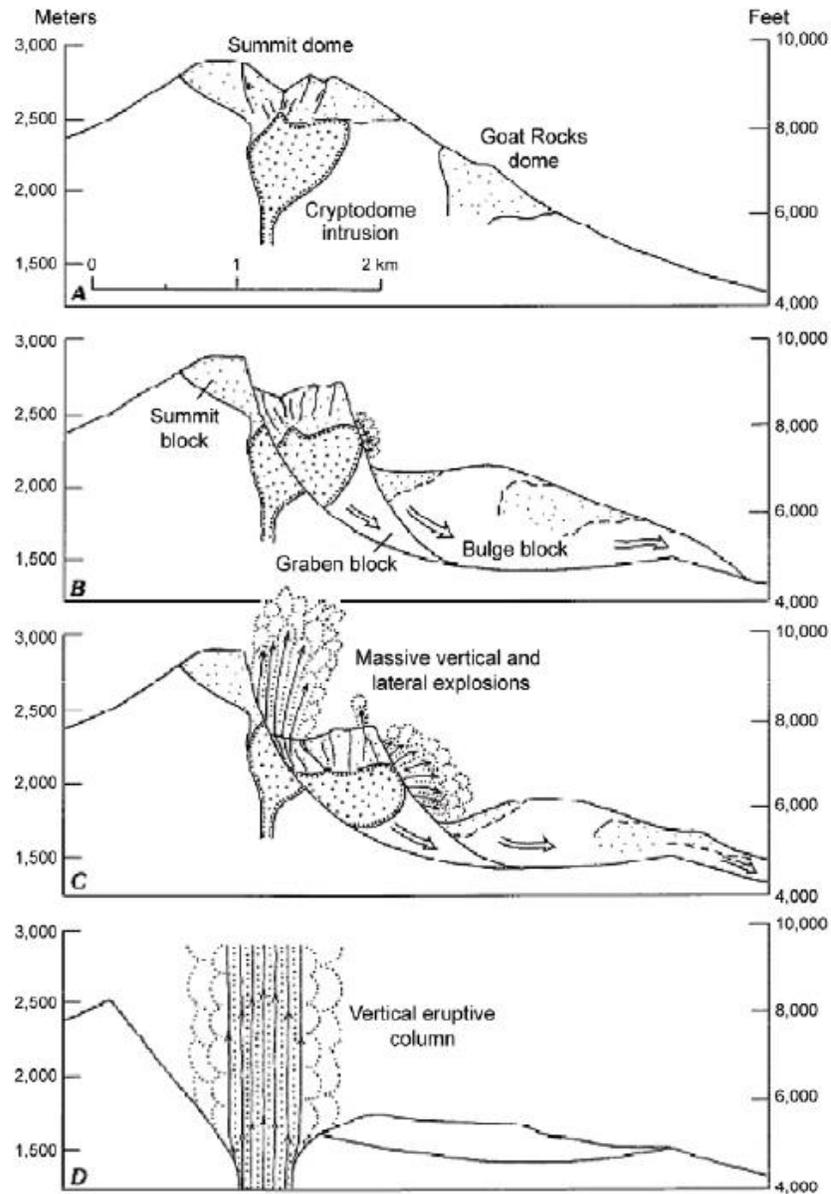
L'éruption du Mont Saint-Helens et application du Principe de l'actualisme

La signification et l'importance des avalanches cantaliennes n'ont été comprises qu'après l'éruption du Mont Saint-Helens en 1980.

Auparavant, les avalanches étaient interprétées comme le résultat de l'érosion glaciaire quaternaire.

## Eruption du Mont Saint-Helens

[http://www.youtube.com/watch?v=-H\\_HZVY1tT4](http://www.youtube.com/watch?v=-H_HZVY1tT4)



**Coupe schématique du Mont Saint-Helens illustrant l'intrusion du cryptodôme et l'effondrement sectoriel en trois ruptures rétrogrades**

Figure 1.3 Coupe schématique du Mount St. Helens illustrant l'intrusion du cryptodôme et l'effondrement sectoriel en trois ruptures rétrogrades (Moore and Albee, 1981). La déstabilisation du flanc de l'édifice entraîne une décompression rapide du cryptodôme (B) sous la forme d'une explosion latérale puissante qui détruit 600 km<sup>2</sup>.



**5 min avant :** on observe au sommet un petit cratère, siège d'une activité phréatomagmatique, signe évident d'une montée magmatique. C'est le cryptodôme qui se met en place mais non pas dans la cheminée principale mais dans un dyke latéral. Ce cryptodôme soulève le flanc Nord du volcan, on voit très bien cette boursouffure à mi-pente.



**13 s après :** la colonne plinienne est maintenant nettement visible au sommet. Au-dessous, le cryptodôme s'éboule, on le voit bien sur ses côtés, et son magma mis à nu est libéré et donne naissance à une nuée ardente qui va se mêler au matériel avalancheux.



**3 à 6 s après :** l'arrivée du cryptodôme produit un séisme qui déclenche une avalanche au sommet du volcan. En descendant, cette avalanche décapite le cryptodôme constitué de magma chaud. Les gaz du magma brusquement décomprimés sont libérés et à l'origine d'un blast (« coup de fusil ») et d'une colonne plinienne encore à peine visible sous le sommet du volcan.



**24 s après :** colonne plinienne au sommet + avalanche de débris et nuées ardentes mêlées au bas du cône.



Le Mont Saint-Helens avant



Le Mont Saint-Helens après

Remarquer au centre de l'effondrement sectoriel l'extrusion d'un nouveau dôme en cours de croissance ... jusqu'à la prochaine éruption.

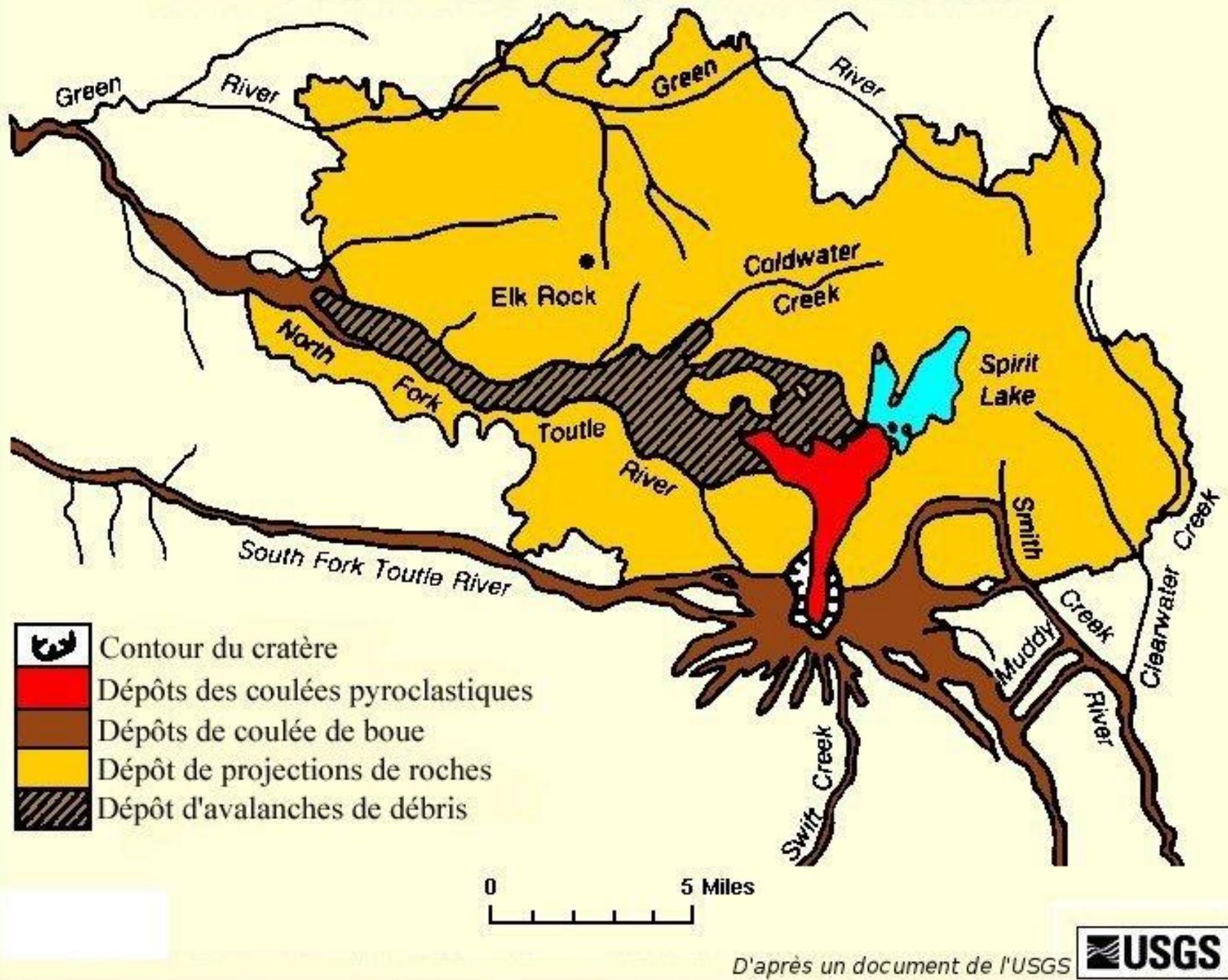
1980 Indonésie

Le dôme du Merapi, dans l'île de Java en Indonésie, s'éboule et explose fréquemment en nuées ardentes « d'avalanches ». (copyright J.M. Bardintzeff).

A comparer avec le cliché précédent de droite (Saint-Helens après l'éruption)



# Volcan St-Helens, éruption du 18 mai 1980





**Le Spirit lake : avant (à gauche) et après (à droite), complètement recouvert de débris d'avalanche**



**Débris d'avalanche**



## Hummock

Surface à hummocks : topographie mamelonnée typique des dépôts d'avalanche de débris

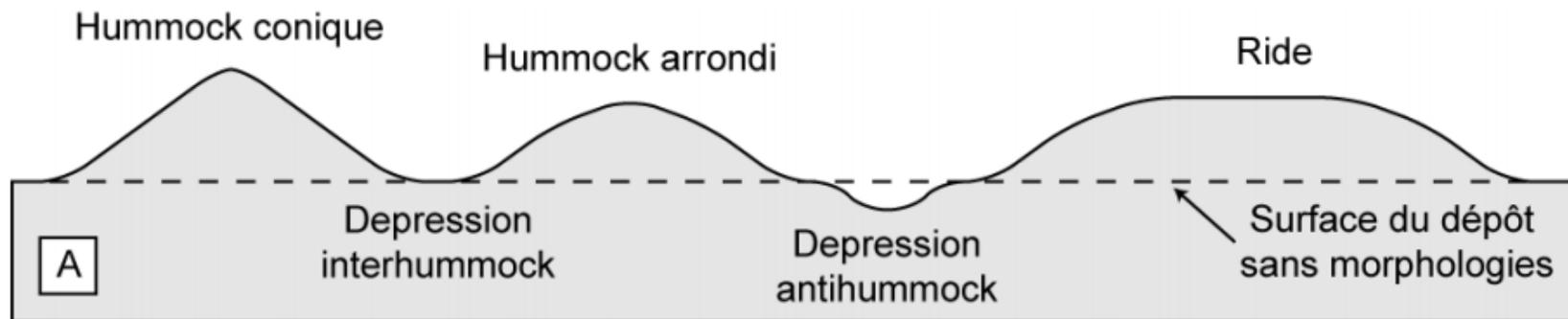




Figure 1.14 Jigsaw cracks dans un bloc d'andésite à amphibole dans le dépôt d'avalanche de débris du Chimborazo, Équateur. Ces fractures en puzzle sont facilement différenciables des fractures tectoniques car elles ne sont pas continues.

- Fracturation en puzzle (jigsaw cracking) : fracturation discontinue dans toutes les directions avec un peu de dilatation mais sans séparation ni mélange, typique des dépôts d'avalanche de débris.

Remarquer les traces laissées par la coulée sur les troncs.

Le personnage à droite (en jaune) donne l'échelle.

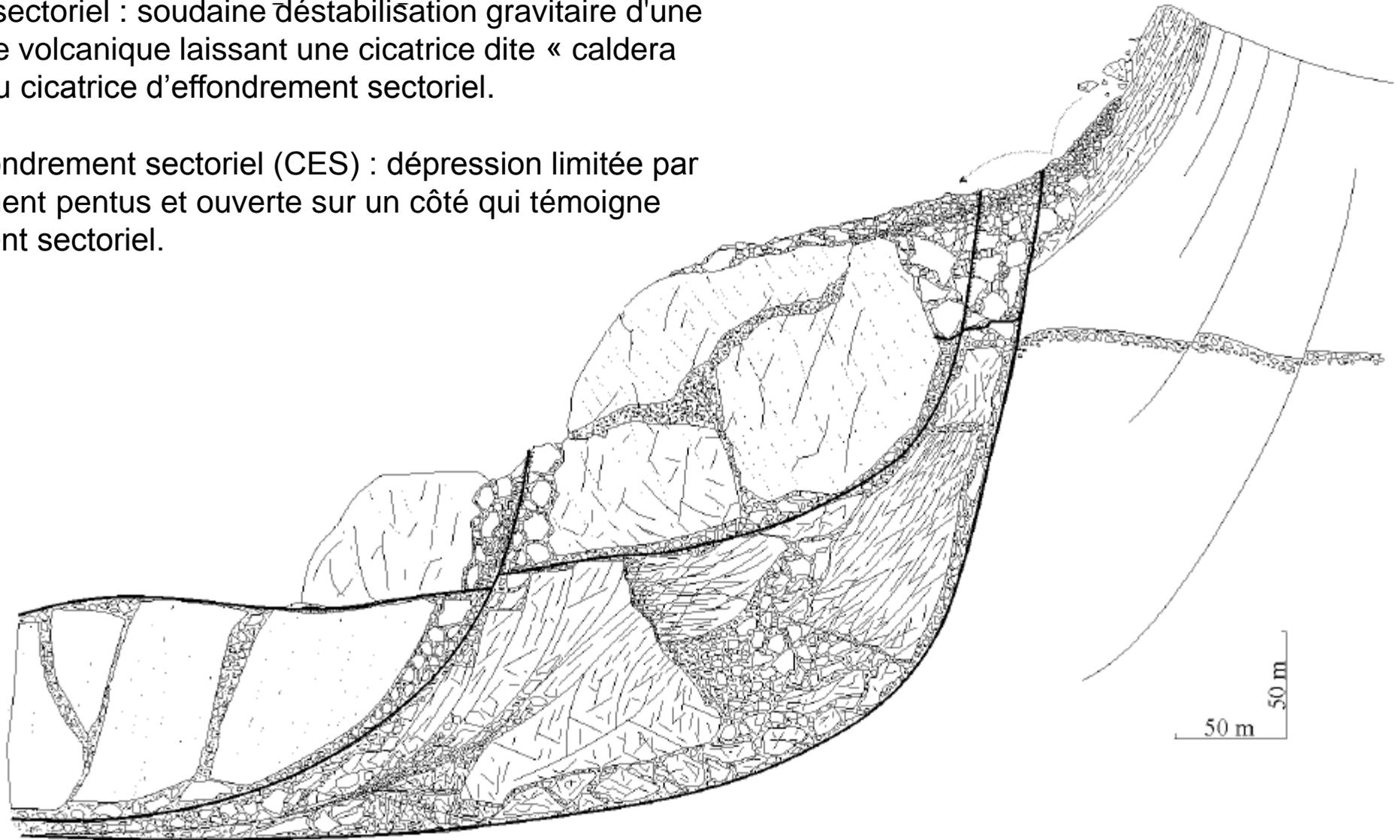


USGS, Lyn Topinka

## Lahar

- Effondrement sectoriel : soudaine déstabilisation gravitaire d'une partie de l'édifice volcanique laissant une cicatrice dite « caldera d'avalanche » ou cicatrice d'effondrement sectoriel.

- Cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) : dépression limitée par des murs fortement pentus et ouverte sur un côté qui témoigne d'un effondrement sectoriel.



*Processus de fragmentation au cœur d'une caldera d'avalanche de débris*

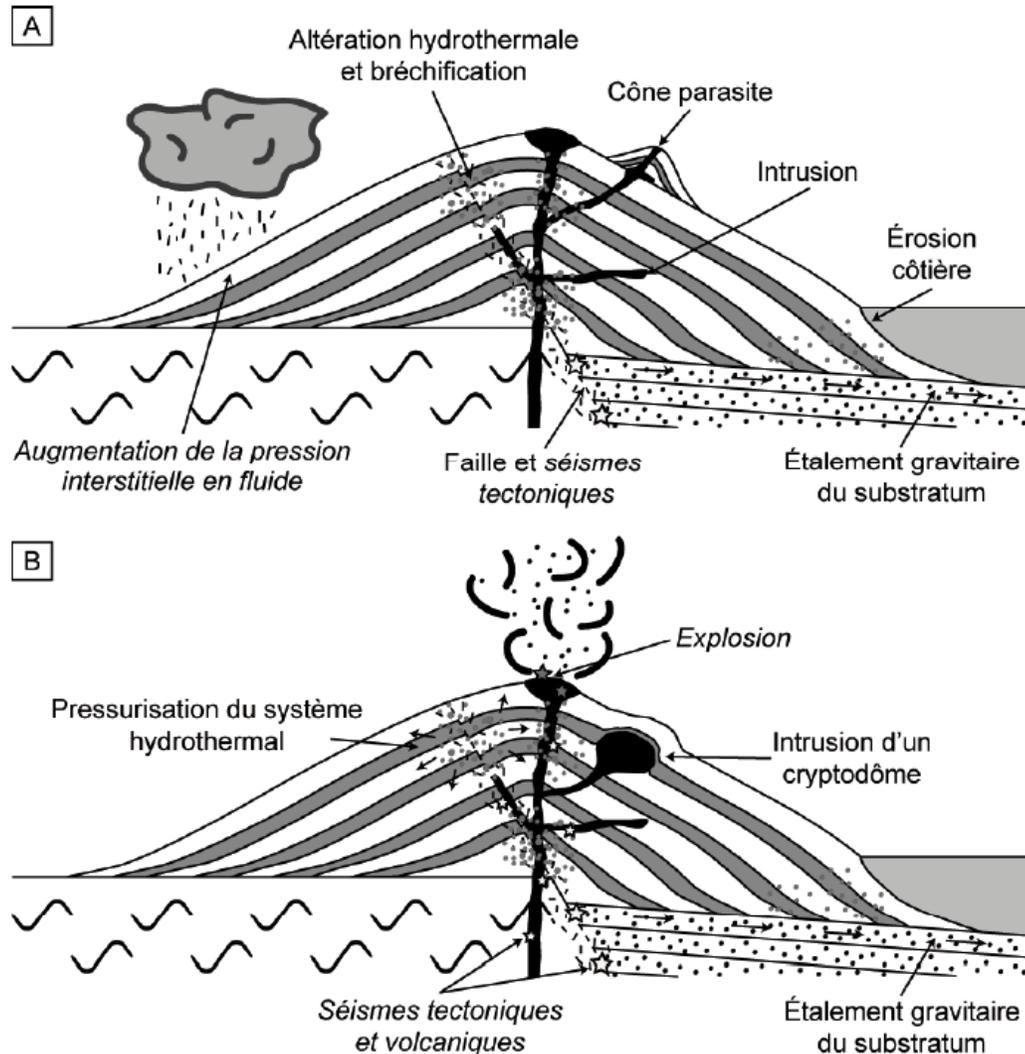


Figure 1.7 Illustration des principaux facteurs de la fragilité de l'édifice volcanique à long terme (A) et des facteurs d'instabilité à court terme (B). Des exemples d'événements déclencheurs sont indiqués en italique (modifié de McGuire, 1996).

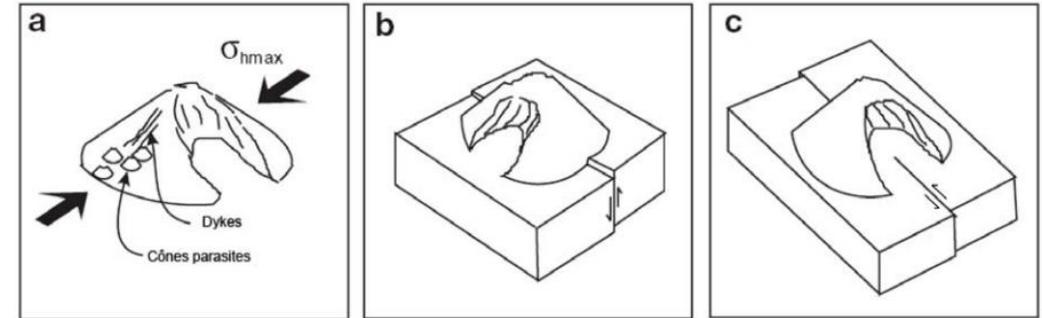


Figure 1.8 Relations entre la tectonique locale et la direction d'effondrement sectoriel (Lagmay *et al.*, 2000). (a) Modèle de Moriya où la direction d'effondrement sectoriel est perpendiculaire à la contrainte horizontale maximum régionale ( $\sigma_{hmax}$ ) ; (b) effondrement sectoriel perpendiculaire à la faille normale ; (c) effondrement sectoriel parallèle à la faille décrochante.

Figures extraites de la thèse de Benjamin Bernard

« ÉTUDE DES DÉPÔTS D'AVALENCES DE DÉBRIS VOLCANIQUES : ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE D'EXEMPLES NATURELS ET IDENTIFICATION DES MÉCANISMES DE MISE EN PLACE » - Université de Clermont-Ferrand - 2008

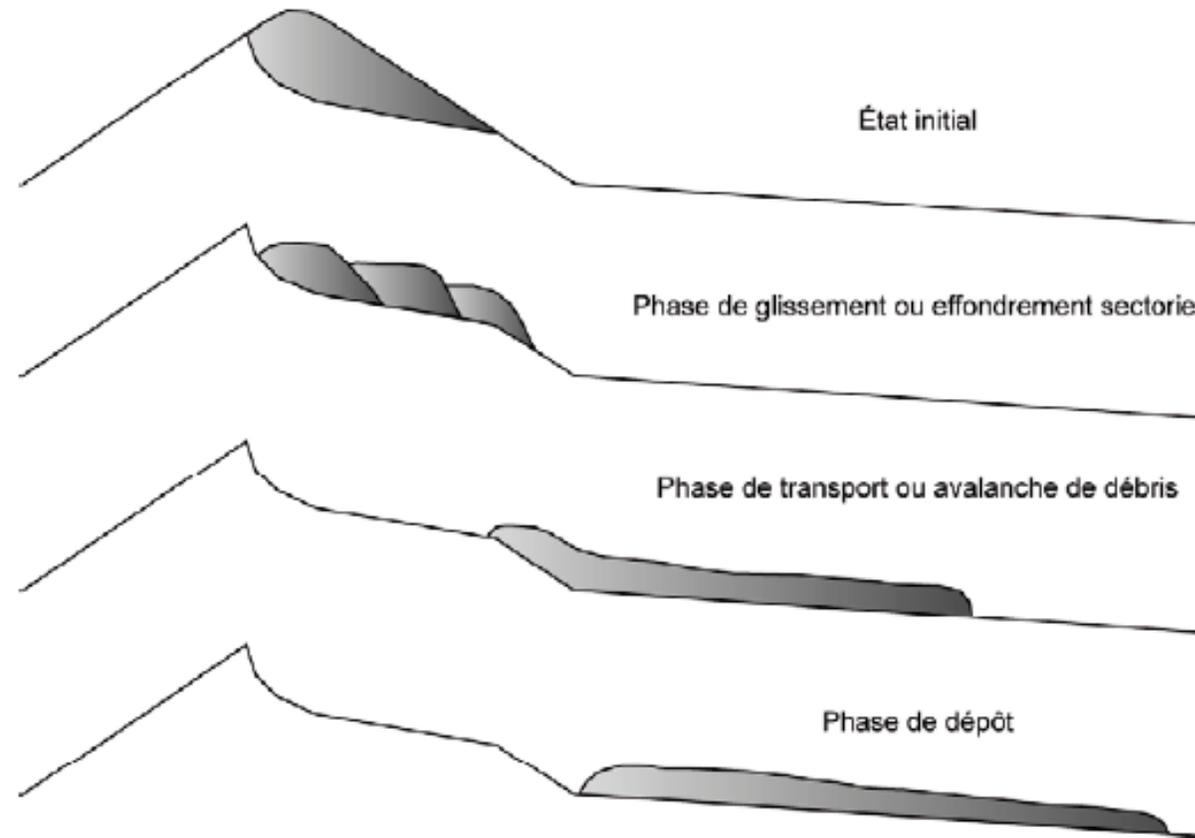


Figure 1.2 Les trois étapes idéalisées de la formation des dépôts d'avalanches de débris (DADs) en coupe. L'état initial correspond à la forme du volcan avant effondrement sectoriel sur laquelle a été surimposé le volume manquant après l'effondrement.

Figure extraite de la thèse de Benjamin Bernard

« ÉTUDE DES DÉPÔTS D'AVALANCHES DE DÉBRIS VOLCANIQUES : ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE D'EXEMPLES NATURELS ET IDENTIFICATION DES MÉCANISMES DE MISE EN PLACE » - Université de Clermont-Ferrand - 2008

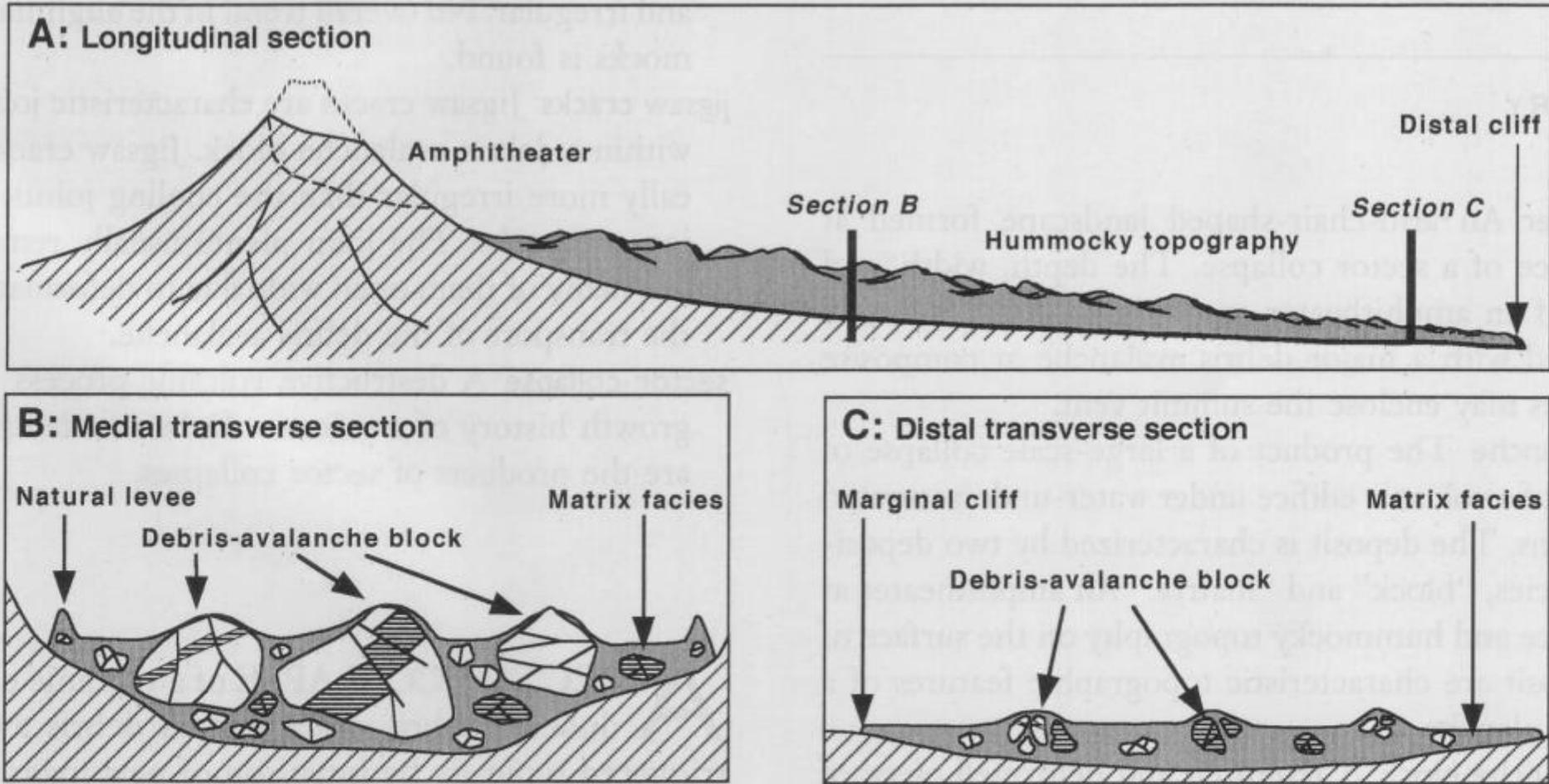


FIGURE 1 Schematic section for a debris avalanche deposit: (A) a longitudinal section stretching from the source amphitheater to the distal end; (B) a transverse section of the medial region; (C) a transverse section for the distal region. Size of hummocks gradually decreases toward the distal area. Debris-avalanche blocks are smaller and scarce at the distal area.

L'étude des dépôts du Mont Saint-Helens a permis de réinterpréter de nombreuses formations bréchiques du Complexe trachyandésitique du stratovolcan cantalien en termes d'avalanches de débris, de coulées de débris et de boue (lahar) par simple application du Principe de l'Actualisme.

## **Les avalanches et coulées de débris du stratovolcan cantalien**

## On observe différents faciès dans le Cantal, des régions centrales vers la périphérie :

- faciès **d'avalanches de débris** : comprenant des panneaux et des blocs plus ou moins fracturés ; on les trouve à l'amont des grandes vallées ;
- faciès de **coulées de débris** : produit d'écoulements turbulents, d'aspect désordonné ; généralement bien consolidés, ils forment des reliefs ruiniformes et constituent les interfluves des moyennes vallées ;
- faciès de **coulées boueuses** : écoulements dilués, à matrice sablo-argileuse, comportant des éléments de tailles très variables, allant du mégabloc aux fragments plus petits ; ce sont des **lahars**, surtout présents dans les basses vallées.

## Provenance des blocs

Ils proviennent de l'édifice volcanique, source de l'effondrement, ou du substratum de l'écoulement, ou souvent des deux. L'origine de la matrice est parfois difficile à appréhender.

- **L'histoire des grands strato-volcans passe par des alternances de phases :**

- de longues périodes d'édifications, par éruptions répétées de style éruptif variable (effusif à explosif),
- suivies de longues périodes de sommeil au cours desquelles l'érosion agit,
- le tout entrecoupé de périodes brèves (de quelques heures à quelques semaines) de destruction instantanée, cataclysmiques.

Ces phases de destruction sont dues à des éruptions de grande intensité et se manifestent par :

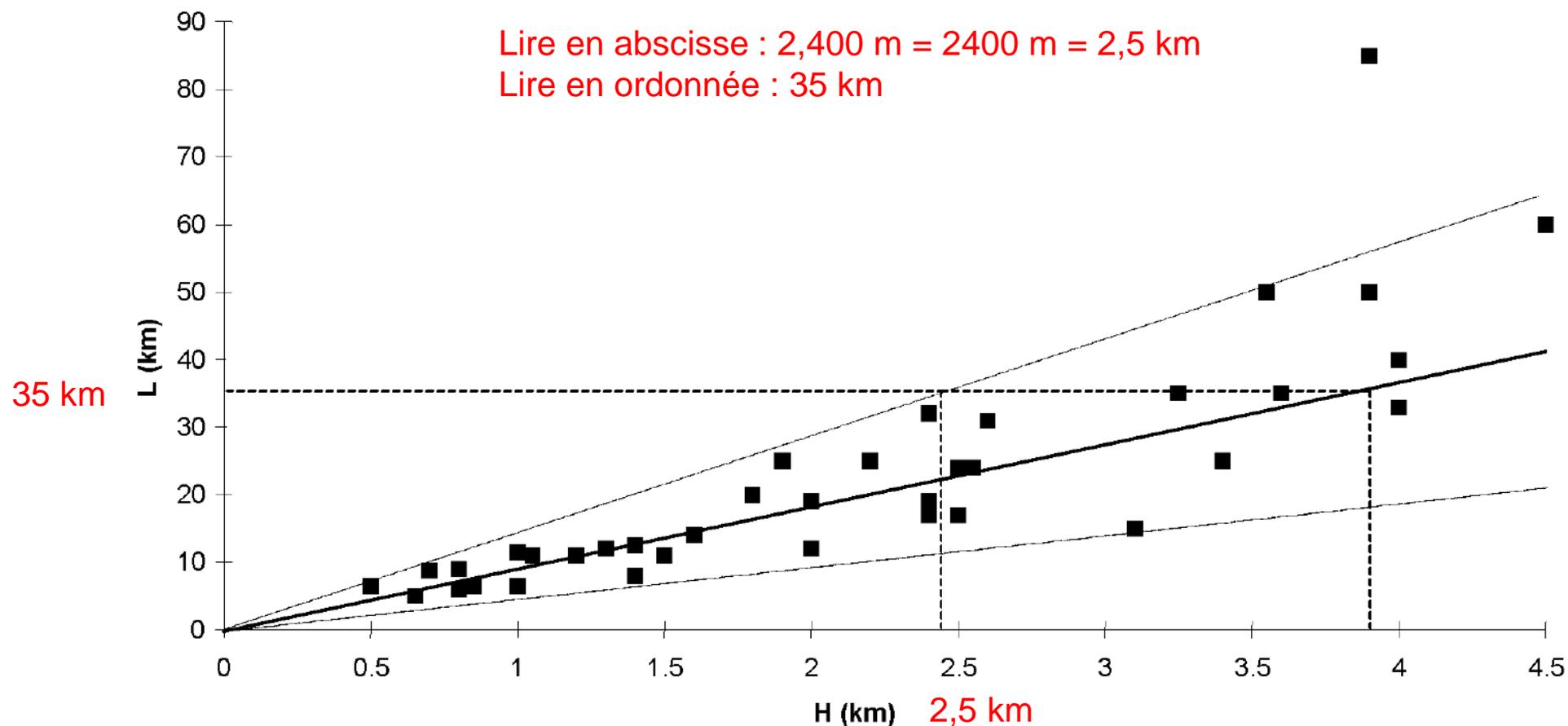
- des explosions paroxysmales,
- des effondrements centraux,
- des déstabilisations de flancs,
- voire une décapitation de l'édifice.

- **Conséquences géomorphologiques**

La destruction de cônes sommitaux par des avalanches de débris (quatre peut-être pour le Cantal) a entraîné un élargissement apparent du diamètre du volcan (piémont de coulées de débris) et contribué à son abaissement.

Dès lors, il n'est plus nécessaire d'invoquer le rôle de l'érosion, fluviale ou glaciaire, pour expliquer la morphologie de ce volcan en forme de cône très aplati. Par contre, on revient à l'idée de volcans sommitaux élevés de 3000 à 4000 m d'altitude environ telle que l'avait évoquée J.B. Rames en 1873 pour son Mont Saporta (voir diapositive suivante).

Figure 4 - Graph showing the distance covered (L) and the height of fall (H) of a selection of Japanese volcanic debris-avalanche deposits (data from Ui et al., 1986). A good correlation is observed between H and L that can be used to estimate a minimum paleoelevation for the Cantal paleovolcano. Debris-avalanche deposits 35 km from the centre of the stratovolcano imply a minimum paleo-value for H of 2,400 m. Thus we calculate an elevation above 3,000 m, taking into account that the distal parts of the western avalanche are at an altitude of 600 m. An average H/L value would provide an elevation above sea level largely above 4,000 m.





## La falaise de la Peubrélie (Vallée du Mars)

A = socle cristallin

B = dépôts d'avalanche de débris

C = debris flow deposits

D = basaltes supracantaliens

Noter la très grande taille des mégablocs de l'avalanche de débris (plusieurs centaines de mètres)

## Les mégablocs de l'avalanche de débris à la Peubrélie

La falaise de la Peubrélie en aval du Falgoux permet une étude détaillée des mégablocs d'une avalanche de débris.

Depuis le versant opposé de la vallée, la brèche d'avalanche de débris (B) paraît homogène, à l'exception des enclaves blanchâtres de brèches trachyandésitiques.

La limite avec les coulées de débris (C) est assez délicate à établir dans ce secteur.

Cependant, au pied de la falaise, la brèche (B) est très hétérogène en raison de la diversité des blocs et des matrices.

Les blocs sont constitués soit :

- de brèches trachyandésitiques monogéniques de type nuées ardentes ;
- de brèches trachybasaltiques scoriacées ;
- de coulées de débris ;
- de brèches scoriacées de type coulées autobréchifiées.



## Mégablocs subhorizontaux de la vallée d'Aspre

Le mégabloc (B) montre des fractures verticales qui sont injectées par une matrice à grains fins constituée de matériel cataclastique trachyandésitique.

## L'avalanche de débris de Salers

Dans la montée vers Salers, en venant de St Paul de Salers, au niveau d'un virage en épingle, affleure un beau mégabloc de lave affecté de jigsaw cracks dans une matrice polygénique.

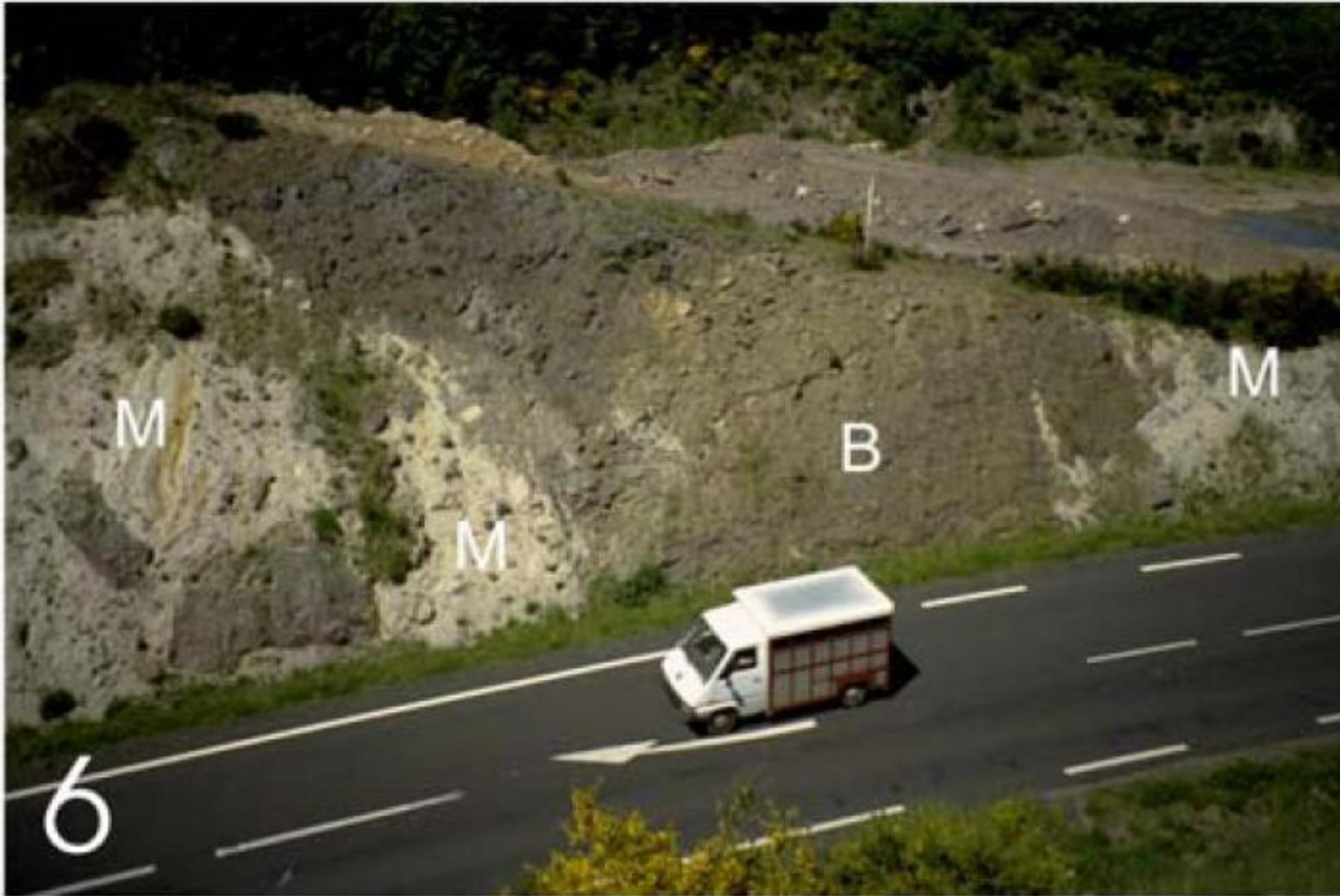
Au-dessus de l'avalanche de débris, dans les talus de la route, affleurent de beaux dépôts de coulées de débris et de coulées hyperconcentrées. Leur mise en place est quelquefois ravinante, le granoclassement généralement inverse et les éléments arrondis.



**Mégabloc de lave affecté de jigsaw cracks**



**Blocs disjoints avec injection d'une matrice polygénique**  
(Route entre Mauriac et Aurillac)



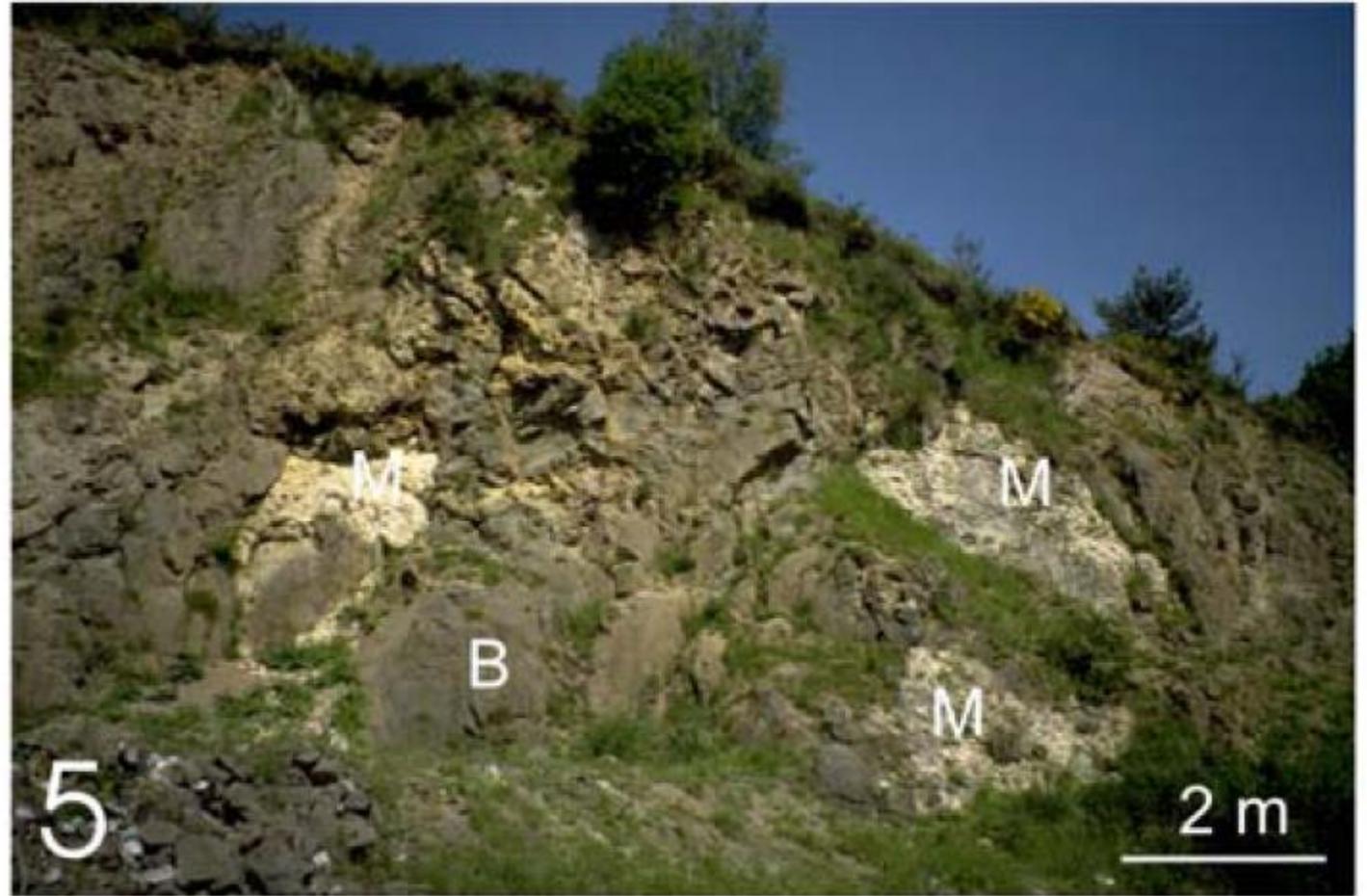
**Avalanches de débris**  
(Route d'Aurillac à Mauriac)

## L'avalanche de débris de Rouffilange (Carrière de Giuo-de-Mamou- Vallée de la Cère)

En bordure de la route départementale D 922, à l'entrée de la carrière, affleure la brèche d'avalanche de débris polygénique avec un dyke intrusif (7m de largeur) à bordure figée transporté par l'avalanche de débris sous forme d'un mégabloc.

La bordure figée est visible de l'autre côté de la route et au haut du dyke en contact avec des coulées de débris. Localement ce contact a été détruit lors du transport dans l'avalanche. L'âge du dyke transporté est de  $8,4 \pm 0,2$  (K/Ar sur amphibole).

Sur le plateau, surmontant l'avalanche de débris, une coulée de basanite est exploitée en carrière. Il s'agit d'une longue coulée (5,5 km) qui s'étale depuis la montagne de l'Espinet jusqu'au village de l'Hôpital. C'est une basanite à phénocristaux d'olivine, plus riche en verre (32 % au sommet qu'à la base (4%). Les petits nodules (5 cm) de péridotites sont des dunites (70 %) et des lherzolites (30 %). L'âge de la coulée est de  $4,0 \pm 0,4$  Ma (K/Ar).



**Dépôt de débris d'avalanche avec injection  
d'une matrice polygénique provenant de la base  
de l'avalanche située 10 m plus bas**



**Avalanche de débris de Giou-de-Mamou (N122)**

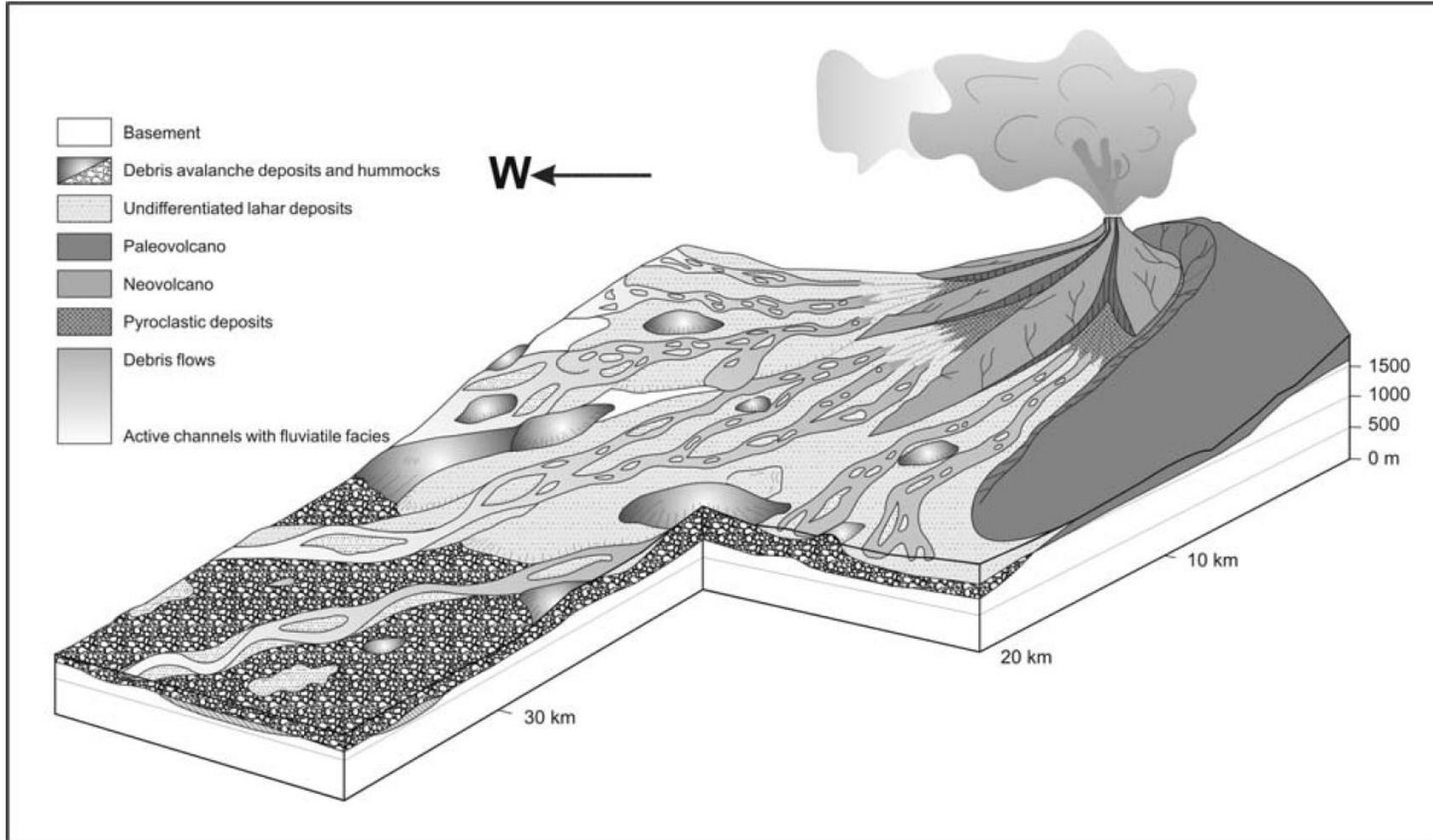


Figure 5 - Conceptual model showing the development of the Cantal stratovolcano and its laharic and debris-avalanche volcaniclastic piedmont (modified after Jamet, 1999). The gravitational collapse of the paleovolcano and its volcanoclastic fan generates a major debris-avalanche deposit. A new volcano is built that again supplies an extensive laharic piedmont. The succession of several phases of construction (intrusions, extrusions, pyroclastic flows, debris flows) and destruction (debris-avalanches) between 8.5 and 6.8 Ma explains the present geometry and stratigraphic successions observed in the Cantal volcano.

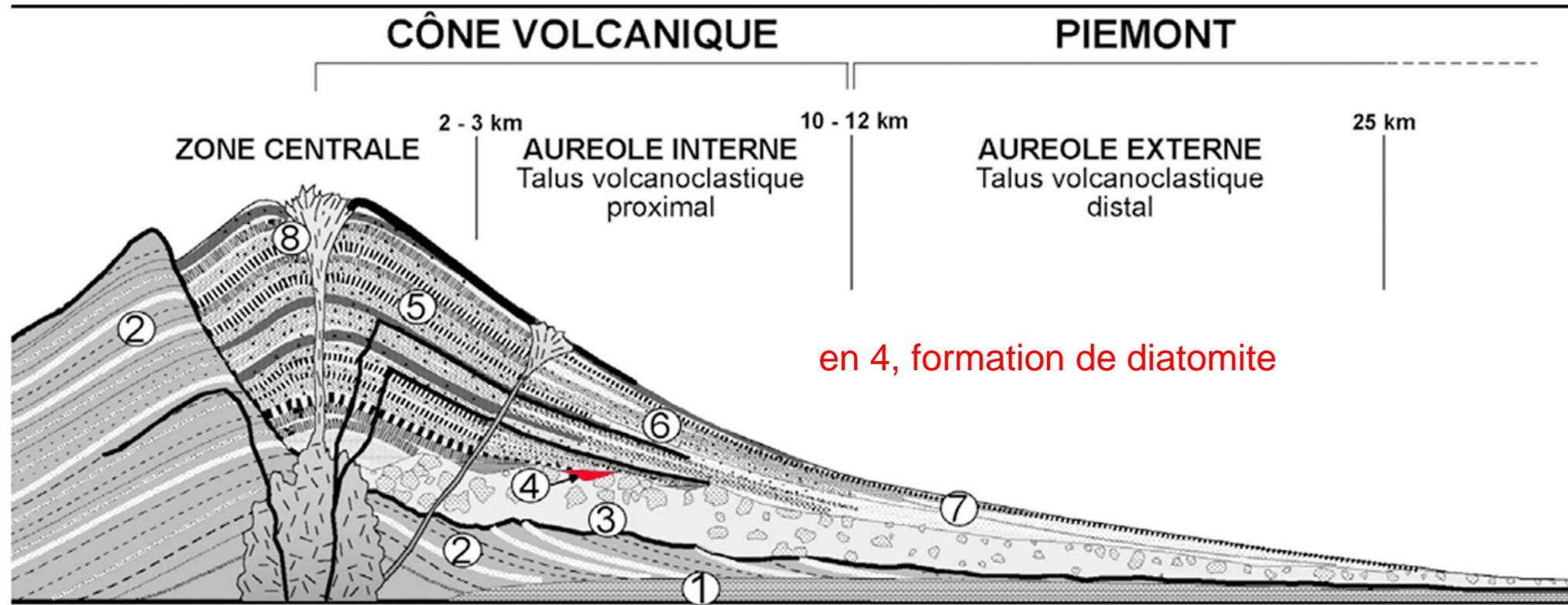
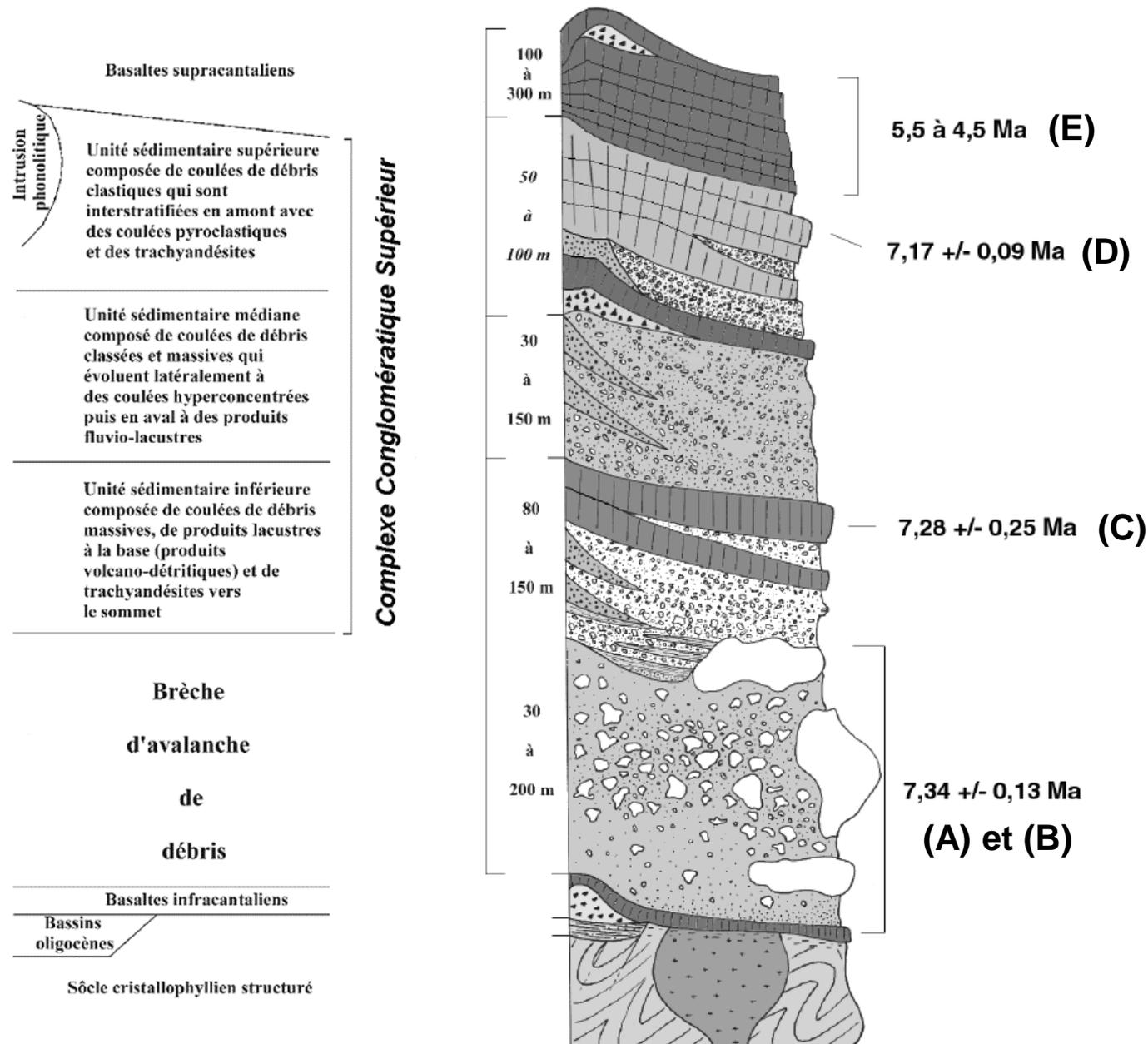


Fig. 6.- Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcanoclastiques et leur source. (1) bassin oligo-miocène, (2) paléovolcan affecté d'une caldeira d'avalanche de débris, (3) dépôts d'avalanche de débris, (4) surface de l'avalanche de débris parsemée d'hummocks et de dépressions dans lesquelles se sont mis en place des bassins lacustres, (5) coulées de lave et produits pyroclastiques, (6) dépôts de coulée de débris, (7) dépôts de coulée hyperconcentrée, (8) dôme de lave.

## Colonne lithostratigraphique représentant les grands ensembles volcanoclastiques de la Vallée du Mars dans sa partie amont

- (A) Volcan de la Franconèche
- (B) Dépôts d'avalanche de débris
- (C) Coulée de trachyandésite de la Chapeloune
- (D) Coulée de trachyandésite du Puy de la Tourte
- (E) Basalte supracantalien (= des plateaux)



**IV.**

Comme les diapositives précédentes le montrent, on peut récolter dans le Massif cantalien une très grande diversité de roches volcaniques : des basaltes et des basanites, des trachyandésites, des trachytes, des rhyolites, des téphrites, des phonolites, ...

Les basaltes supracantaliens forment de vastes planèzes et suggèrent un volcanisme de type hawaïen.

Les trachyandésites qui constituent l'essentiel du stratovolcan, se présentent en coulées courtes s'empilant les unes sur les autres et sont associées à des brèches de scories : elles font penser à un volcanisme de type strombolien.

Les protrusions de phonolite, les niveaux de ponces rhyolitiques, les dépôts de nuées ardentes évoquent un volcanisme peléen, voire plinien.

Par conséquent, même si tous les édifices volcaniques aériens du stratovolcan ont été détruits depuis, par les avalanches de débris (4 avalanches se seraient succédées entre - 7,2 et - 7,4 Ma) puis par l'érosion des glaciers, la grande variété des roches volcaniques et des dépôts pyroclastiques du Complexe trachyandésitique associés suggère des dynamismes éruptifs très divers.

Cela est d'ailleurs confirmé par l'étude du dernier épisode « planézien » (basaltes supracantaliens), le mieux conservé, où l'on a pu mettre en évidence plusieurs types de dynamisme volcanique :

- dynamisme phréatomagmatique à dominante explosive avec maars et diatrèmes, maars remplis d'eau où ont pu se déposer des diatomées (algues unicellulaires dont l'accumulation des tests ou frustules est à l'origine des fameuses diatomites),
- dynamisme de type strombolien avec cônes de scories,
- dynamisme effusif de type hawaïen avec des appareils aériens si plats qu'on a du mal à les déceler sur le terrain.



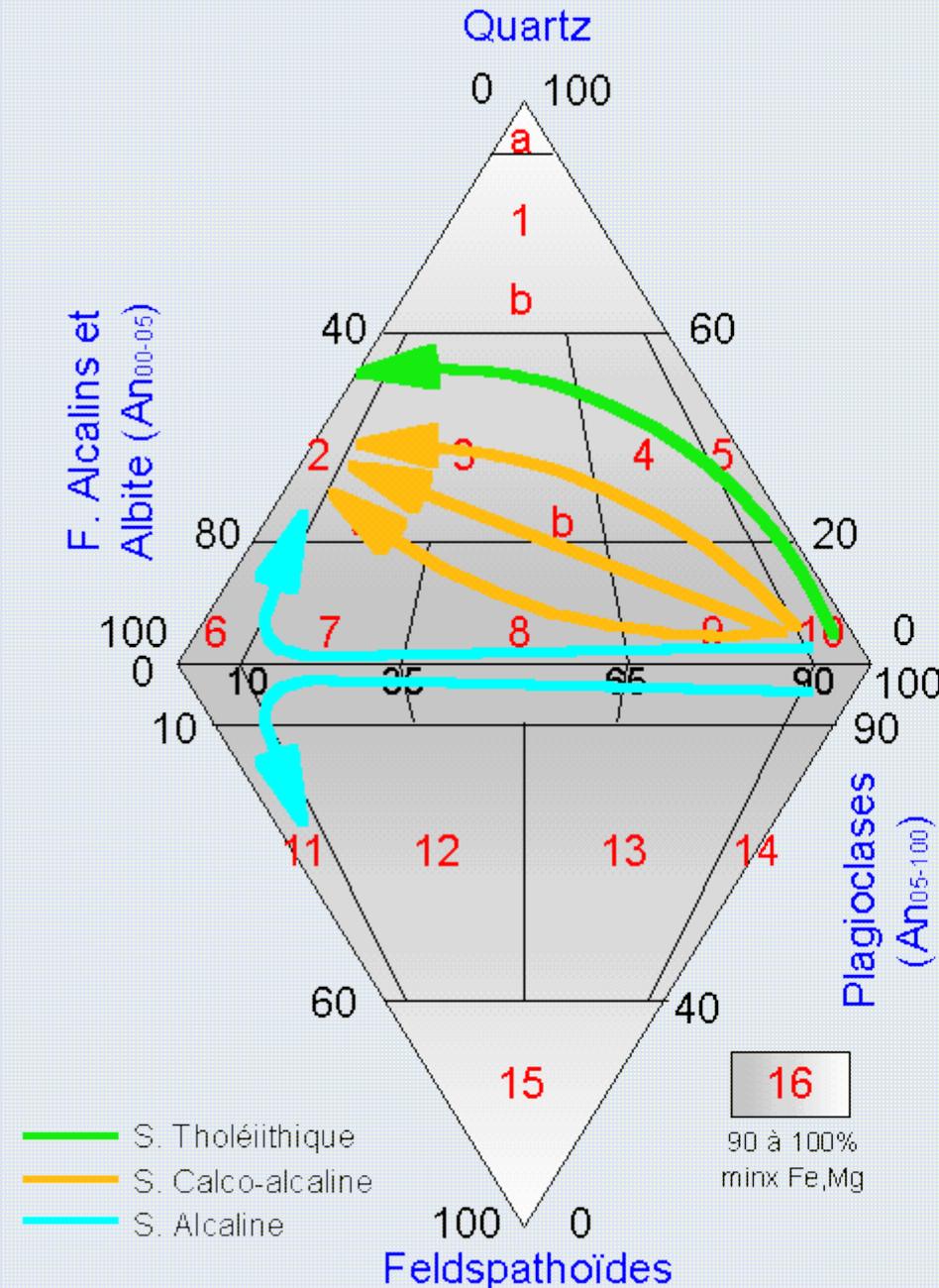
<http://geo.cybercantal.net/php/lire.php?id=66>

## **Le Rocher de Chastel-Marlhac observé du Nord vers le Sud**

Nous sommes à la périphérie nord du massif volcanique du Cantal. C'est la terminaison de la planèze de Trizac qui apparaît en haut de la photographie. La plus grande partie du Rocher est occupée par une masse volcanique représentant un ancien lac de lave débarrassé de son enveloppe périphérique.

A photograph of a butterfly garden. In the foreground, a grey metal structure, possibly a railing or part of a walkway, is visible. Several colorful butterflies are perched on the structure. One butterfly in the center is orange and yellow. To its left, there are two blue butterflies with red and black markings. To its right, there is another blue butterfly with red and black markings. In the background, more butterflies are visible, including a yellow and green one. The overall scene is bright and colorful.

**Les roches volcaniques du Cantal**



- 1 : roche hyperquartzeuse - 1a : quartzolite (silexite) - 1b : granitoïde hyperquartzeux
- 2 : granite alcalin, *rhyolithe alcaline*
- 3 : granite (3a: syénogranite, 3b: monzogranite), *rhyolithe*
- 4 : granodiorite, *dacite*
- 5 : diorite quartzite, *andésite quartzite*, gabbro quartzite, *basalte quartzite*
- 6 : syènite alcaline, *trachyte alcaline*
- 7 : syènite, *trachyte*
- 8 : monzonite, *latite*
- 9 : monzodiorite, *trachyandésite*, monzogabbro, *trachybasalte*
- 10 : diorite, *andésite*, gabbro, *basalte*
- 11 : syènite feldspathoïdique, *phonolithe feldspathoïdique*
- 12 : monzosyènite, *phonolite*
- 13 : essexite, *téphrite*
- 14 : théralite, *basanite*
- 15 : ijolite, *néphéline*, missourite, *leucite*
- 16 : roche ultramafique : amphibolite, pyroxénolite, péridotite, *picrite*

Classification de Streckeisen 1974

## **BASANITE INFRACANTALIENNE de FRAISSE BAS (Vallée de l'Alagnon)**

Lave mésocrate, porphyrique, à olivine, augite (cpx ferromagnésien et calcique), labrador (plagioclase), hornblende (amphibole calcique), feldspathoïde.

Roche massive et dure.

Produit de volcanisme effusif.

Episode effusif paléocantalien (âge Miocène, environ 11 Ma)



*Basanite (Fraise-bas / Cantal) n° 48 - Collection : Y. & C. Lemeur*



**Cristal d'Haüyne**

Photo : Damien Mollex  
Lithothèque ENS de Lyon

# ANKARAMITE du COMPLEXE TRACHYANDÉSITIQUE

Basanite porphyrique à grands cristaux noirs automorphes d'augite (clinopyroxène) bien visibles à l'œil nu pouvant atteindre 2 cm et à cristaux plus petits d'olivine, jaune-vert, translucides, parfois également automorphes.

Ciment à microlites de plagioclases, de petits prismes d'augite et d'olivine associés à des traces de titanomagnétite et de biotite.

Roche mélanocrate, dure, massive.

A l'affleurement, cette roche sombre, patinée par l'altération, se débite en prismes à section hexagonale.

Elle appartient à une coulée intercalée dans les brèches trachyandésitiques et surmontée par les trachyandésites et les basaltes supracantaliens.

Cascade du Faillitoux, Thiézac

Datation : Miocène 9,5 +/-0,5 Ma (K/Ar)



Cascade du Faillitoux



# Basalte

Roche noire à gris foncé à phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène





Basalte en lumière polarisée non analysée (LPNA)



Basalte en lumière polarisée analysée (LPA)

Texture microlithique

Présence de phénocristaux automorphes ( $\pm$  hexagonaux ou rectangulaires) de clinopyroxènes (salite-augite) reconnaissables à leurs clivages à  $90^\circ$  et à leur couleur bleu à violet en LPA (les orthopyroxènes ont une teinte grise)

Présence de phénocristaux d'olivine

La pâte ou mésostase renferme de nombreux microlithes d'olivine plutôt magnésienne (Fo 85-60) de forme arrondie avec des teintes de polarisations vives (rose et verte ici), de plagioclase (labrador) reconnaissables à leur macle polysynthétique noir et blanc ainsi que des minéraux opaques (titano-magnétites dominantes, rares ilménites)

## **BASALTE SUPRACANTALIEN du PLOMB DU CANTAL**

Lave massive, peu porphyrique.  
Présence de quelques phénocristaux d'olivine.  
Provient du neck du Plomb du Cantal  
Formation volcanique qui a fourni l'un des âges les plus récents du Cantal (2,93 MA).



## **BASALTE SUPRACANTALIEN à OLIVINE et AUGITE**

Basalte porphyrique à phénocristaux visibles d'olivine (cristaux jaune/vert) et d'augite (cristaux noirs).  
Structure microlitique. Présence de plagioclases dans la matrice.

Roche mélanocrate, massive.

Provient d'une lave très fluide.

Spécimen prélevé sur une cheminée déchaussée par l'érosion.

Appartient à l'unité stratigraphique des « Basaltes supracantaliens » recouvrant la brèche andésitique et la labradorite de l'Héritier.

Pourrait être de même âge que les necks de Bredons et de Bonnevie soit  $4,3 \pm 0,1$  Ma (datation K/Ar)

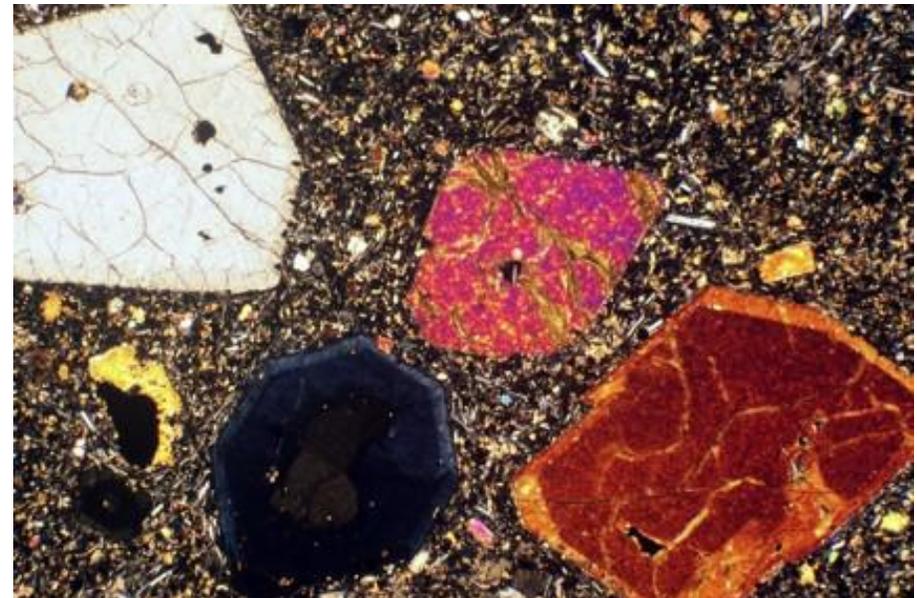
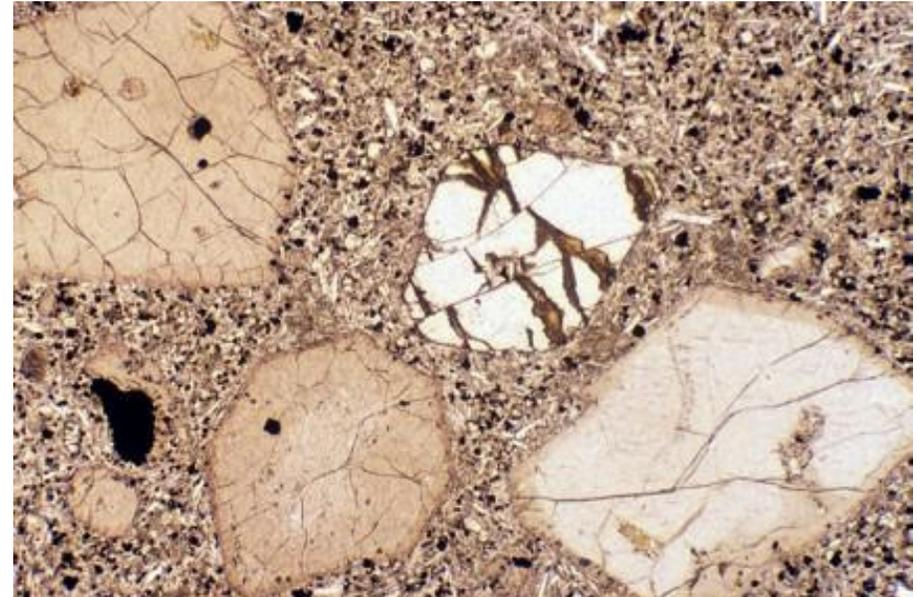


# BASALTE ALCALIN

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : olivine, clinopyroxène (augite)

Mésostase : plagioclases, clinopyroxène, olivine,  
opaques (magnétite)



# TRACHYBASALTE

(coulée du Puy de Côme)

Lave grise finement bulleuse riche en phénocristaux de plagioclase (labrador), de clinopyroxène (ou d'amphibole)





Basalte en lumière polarisée non analysée (LPNA)

Texture microlithique

Présence de nombreux phénocristaux automorphes (rectangulaires, de 1 à 5 mm) de plagioclase (labrador) reconnaissable à leur macle polysynthétique de noir et blanc

Présence de phénocristaux de clinopyroxène (salite-augite) ici en bleu : taille 2 mm

Olivines très rares

La mésostase renferme des microlithes de plagioclases, de clinopyroxènes, d'olivine ainsi que des minéraux opaques (titano-magnétites).



Basalte en lumière polarisée analysée (LPA)

# TRACHYANDÉSITE

(Puy de la Nugère)

Roche gris clair riche en phénocristaux de plagioclase et d'amphibole

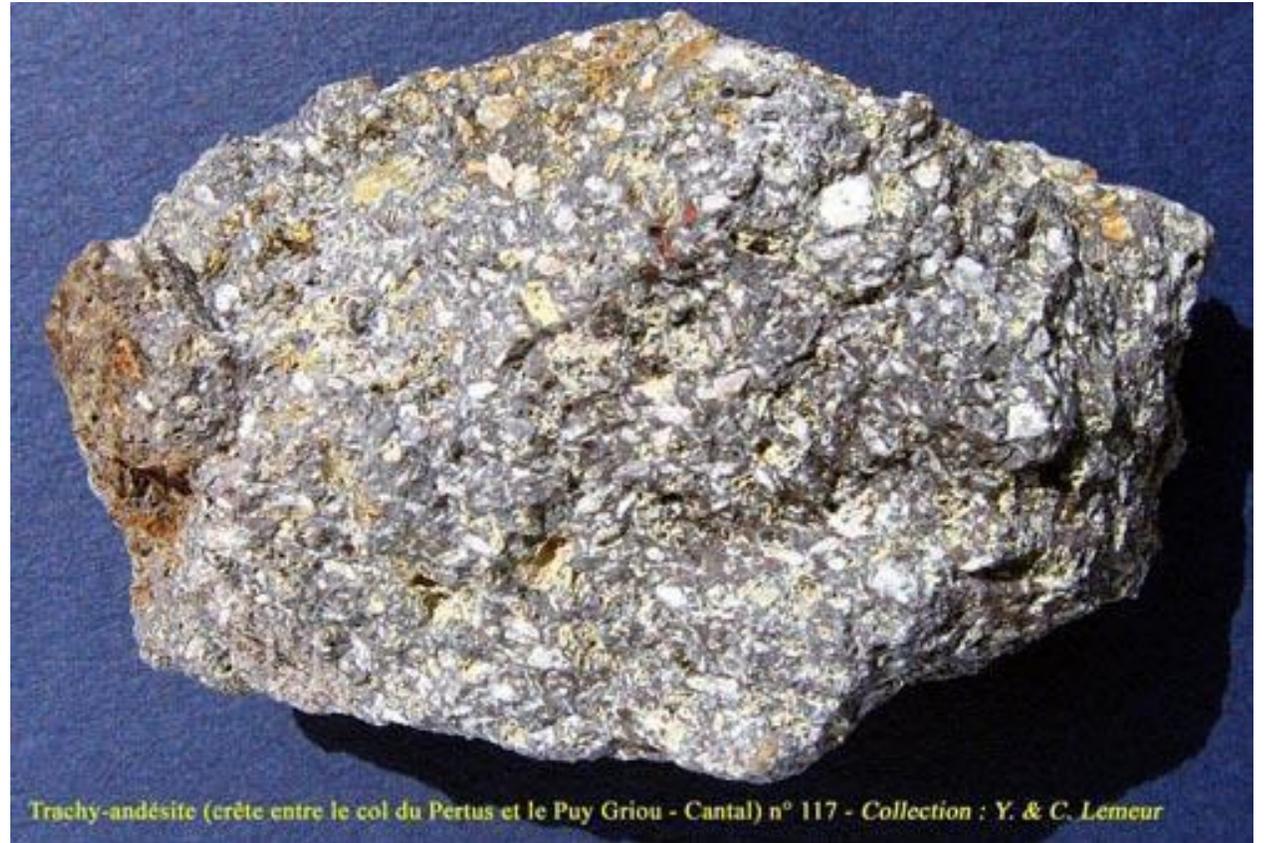


# TRACHYANDÉSITE

Roche mésocrate, très porphyrique, à très nombreux feldspaths blancs-laiteux.

Pâte de couleur grise.

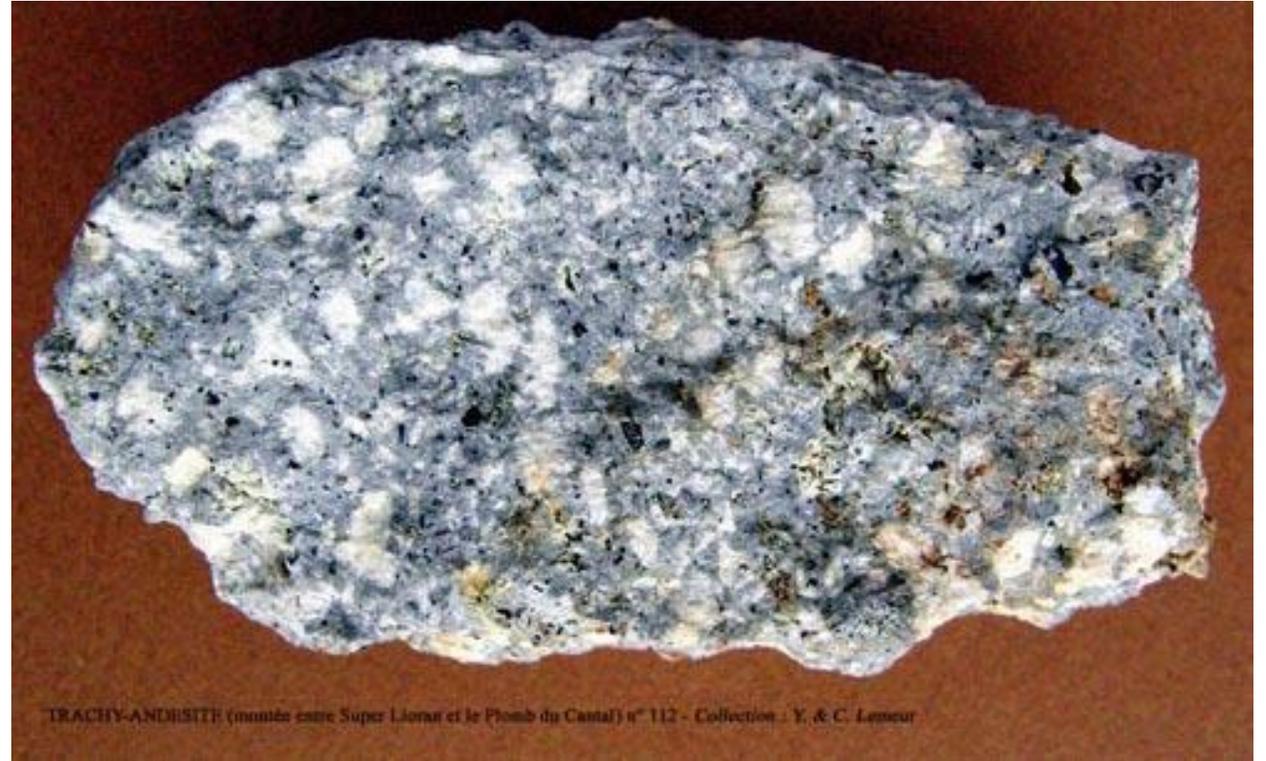
Lieu de prélèvement : Crête entre le col du Pertus et le Puy Griou.



# TRACHYANDÉSITE

Roche leucocrate, très porphyrique, à grands feldspaths blancs-laiteux et cristaux de biotite bien formés.

Lieu de prélèvement : Montée entre Super Lioran et le Plomb du Cantal



# TRACHYANDÉSITE

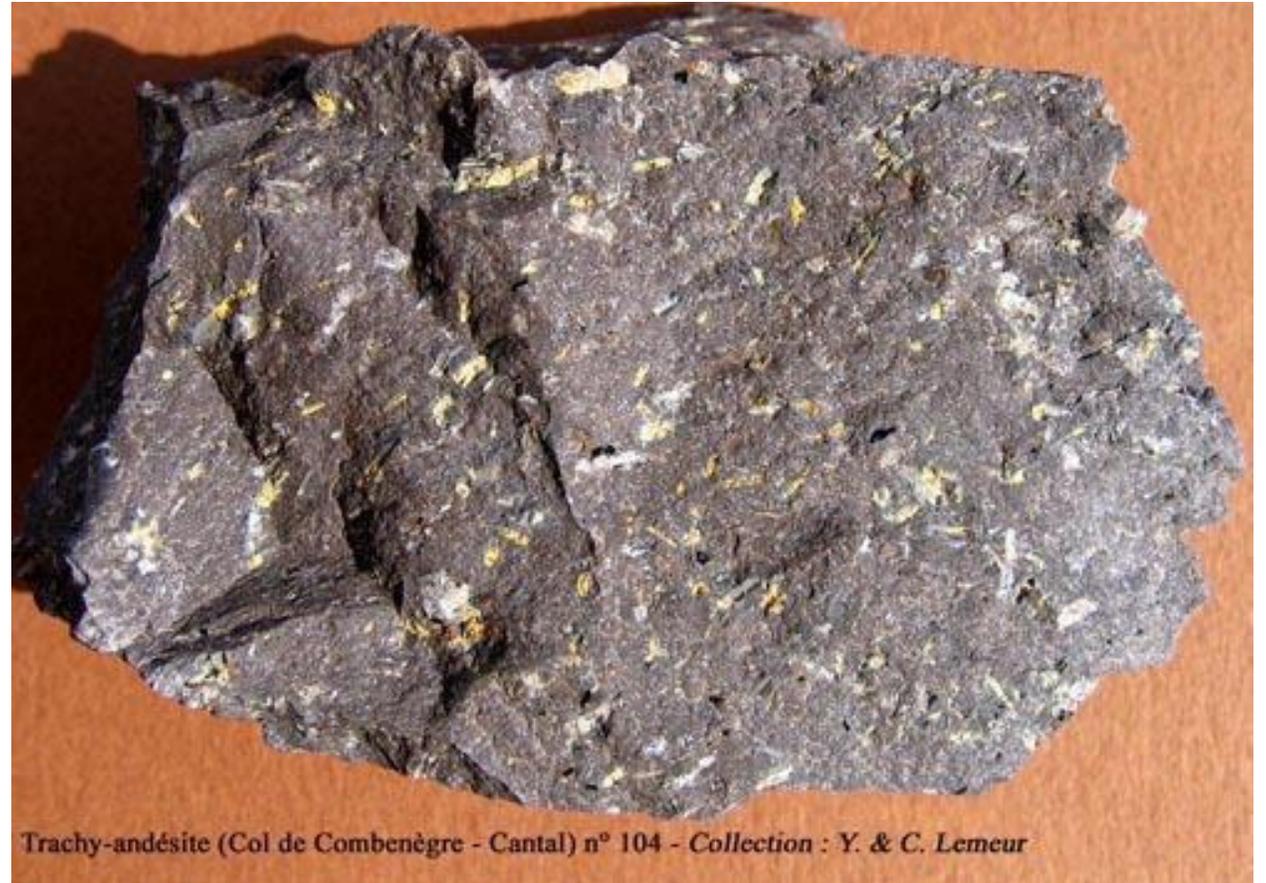
Roche assez sombre, porphyrique, à nombreux feldspaths sanidine et quelques lamelles de biotite dans une pâte vitreuse.

Nombreuses cicatrices laissées par la disparition de cristaux de feldspath.

Mésostase grise, très vitreuse.

Roche massive.

Prélèvement au col de Combenègre, à environ 1,5 km du Puy Griou

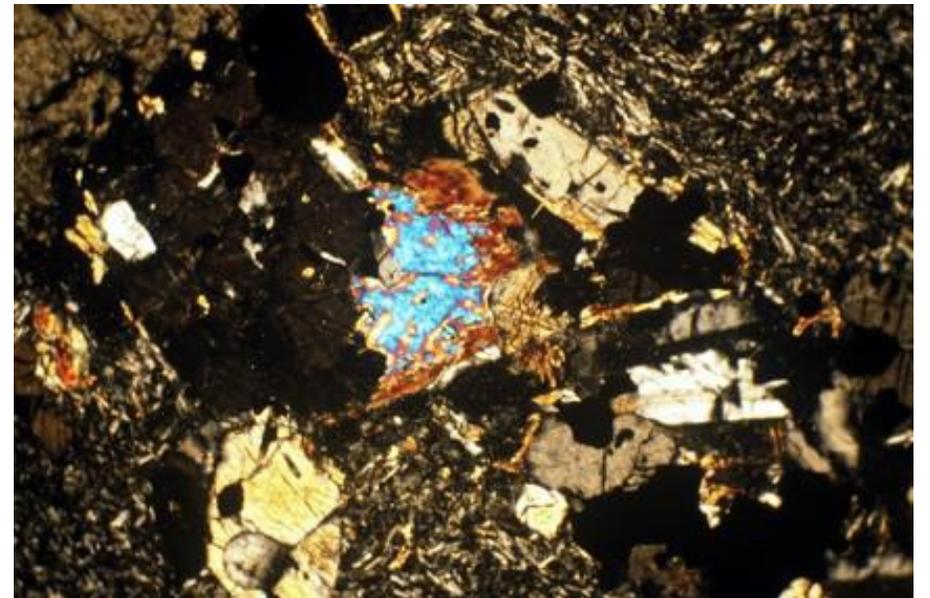
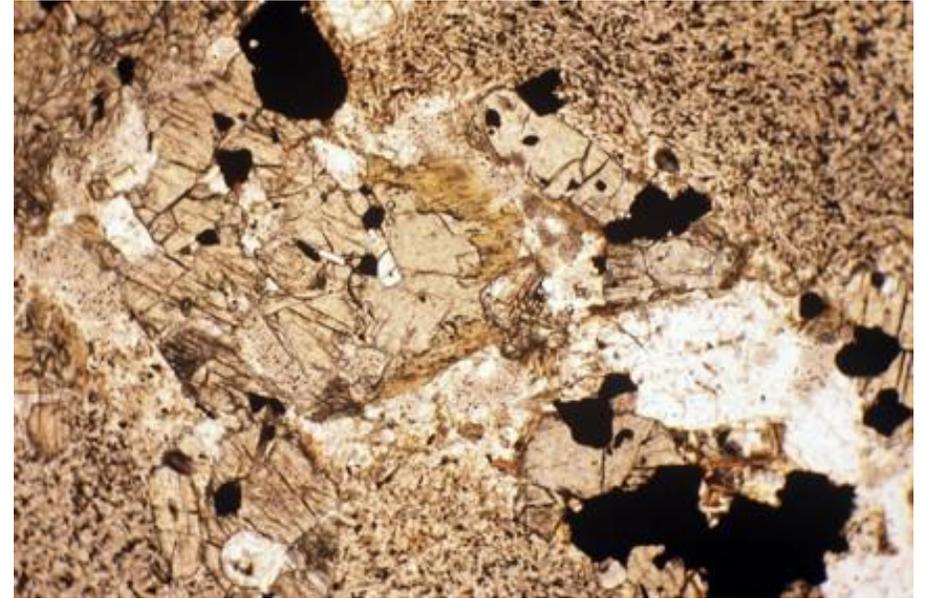


# TRACHYANDÉSITE à AUGITE et HYPERSTÈNE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : disparition de l'olivine au profit de l'hypersthène (Orthopyroxène) ; l'augite (Clinopyroxène) et le plagioclase (andésine-labrador) sont les phases majeures. L'apatite (opaque ?) est ubiquiste.

Mésostase : plagioclase de type andésine associé à quelques cristaux de feldspath alcalin (sanidine), pyroxènes et opaques.

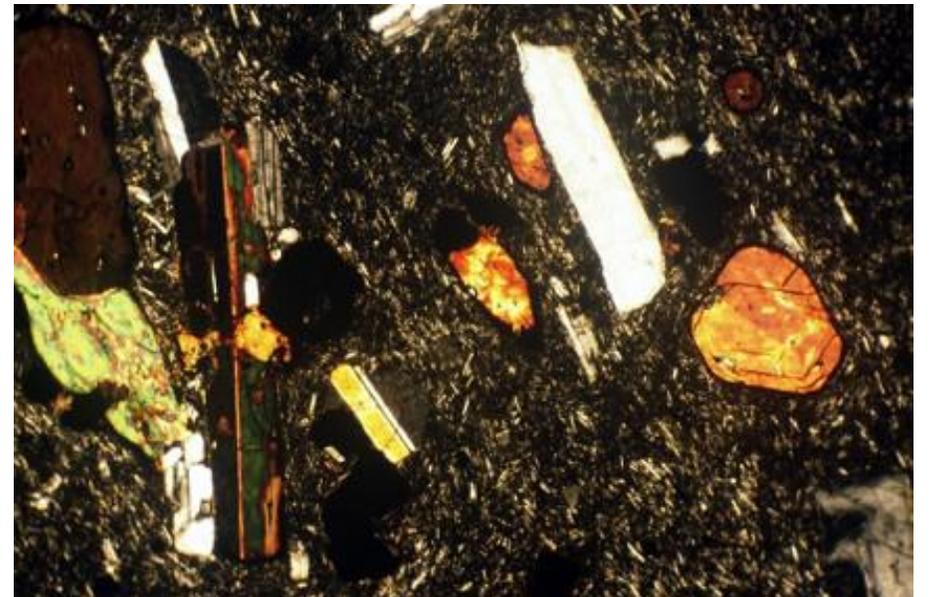


# TRACHYANDÉSITE à AUGITE et HORNBLENDE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : plagioclase, amphibole (hornblende brune), augite, opaques.

Mésostase : plagioclase, quelques feldspaths alcalins (sanidine), pyroxènes, opaques, verre.

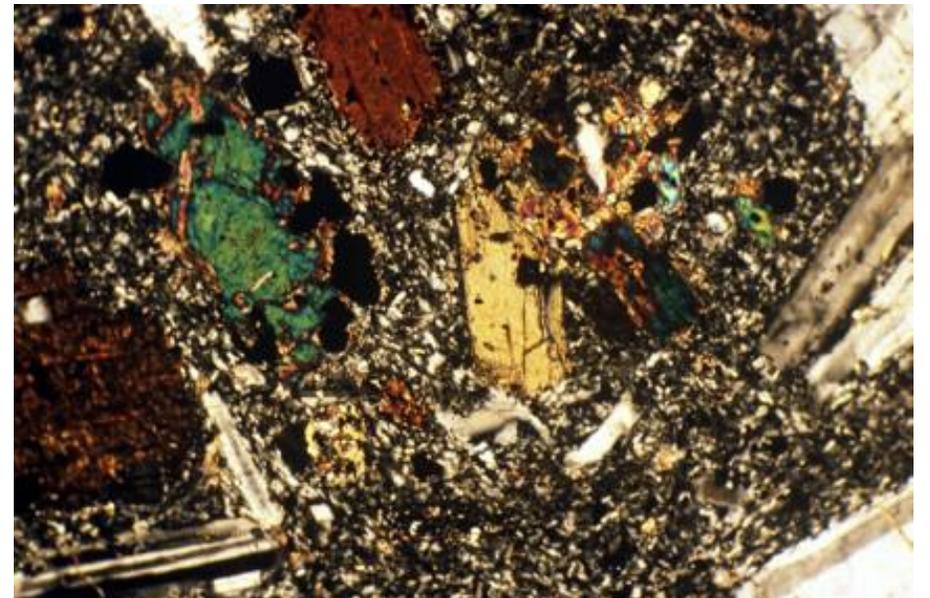
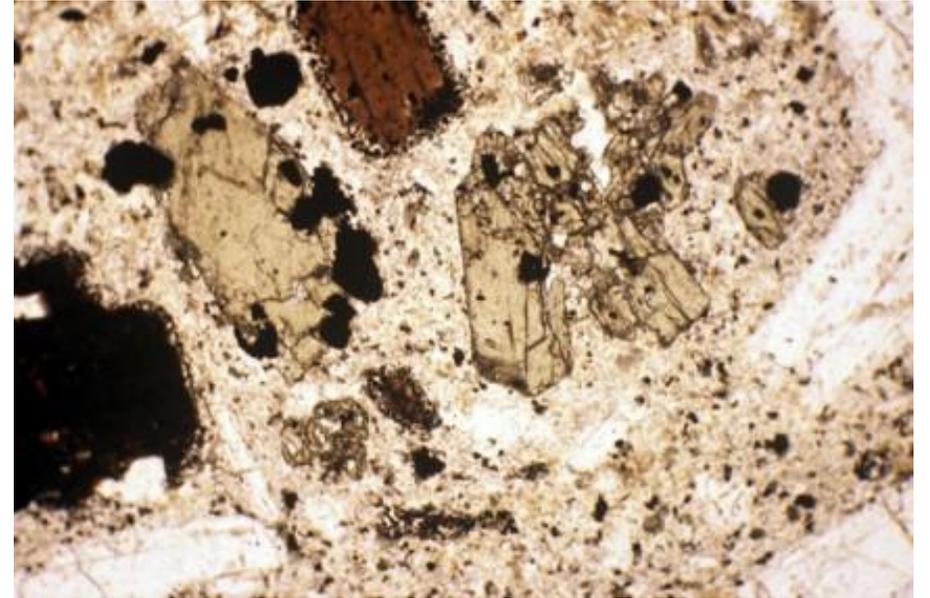


# TRACHYANDÉSITE à AUGITE et BIOTITE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : plagioclase, augite, biotite et opaques

Mésostase : plagioclase, feldspath alcalin, pyroxènes, opaques.



# TRACHYTE à BIOTITE

(Puy de Dôme)

Roche claire (blanche à beige) légère et friable à phénocristaux de plagioclase et feldspath alcalin, clinopyroxène, biotite

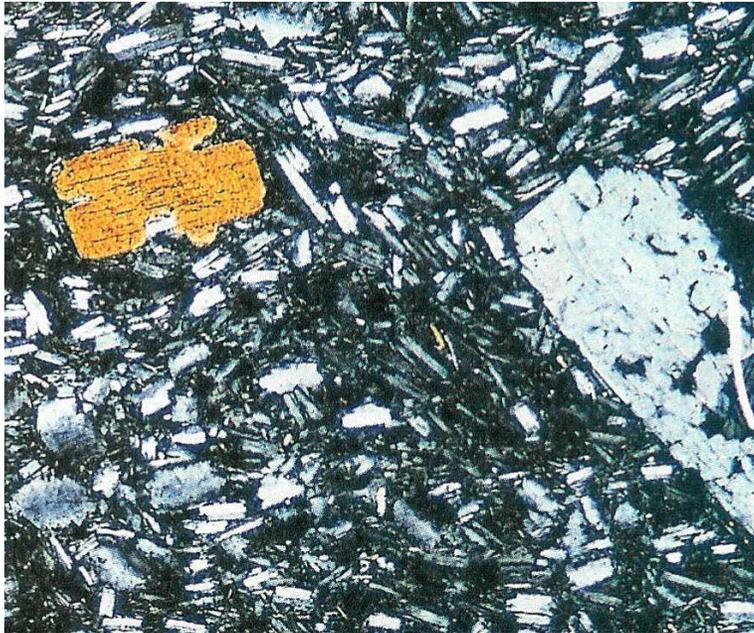


# TRACHYTE à AMPHIBOLE

(récoltée au sommet du Puy de Dôme mais provenant du Cratère Killian)

Roche claire (blanche à beige) légère et friable à phénocristaux de plagioclase et feldspath alcalin, clinopyroxène, amphibole





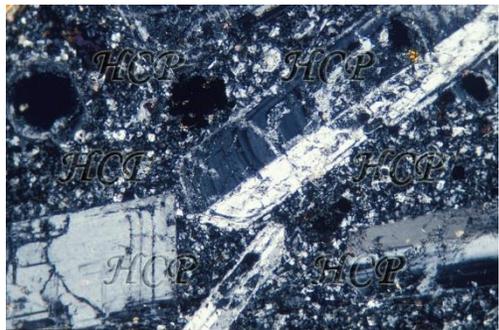
Texture microlithique

Les phénocristaux sont plutôt rares.

Présence de phénocristaux automorphes de biotite (ici en jaune orangé et observé en coupe transversale)

Parfois, présence de phénocristaux automorphes de feldspath alcalin (sanidine) maclée Carlsbad

La mésostase renferme des microlithes de sanidine, de plagioclase (oligoclase) et de silice haute température (tridymite, cristobalite) ainsi que des minéraux opaques (titano-magnétites).



# TRACHYTE

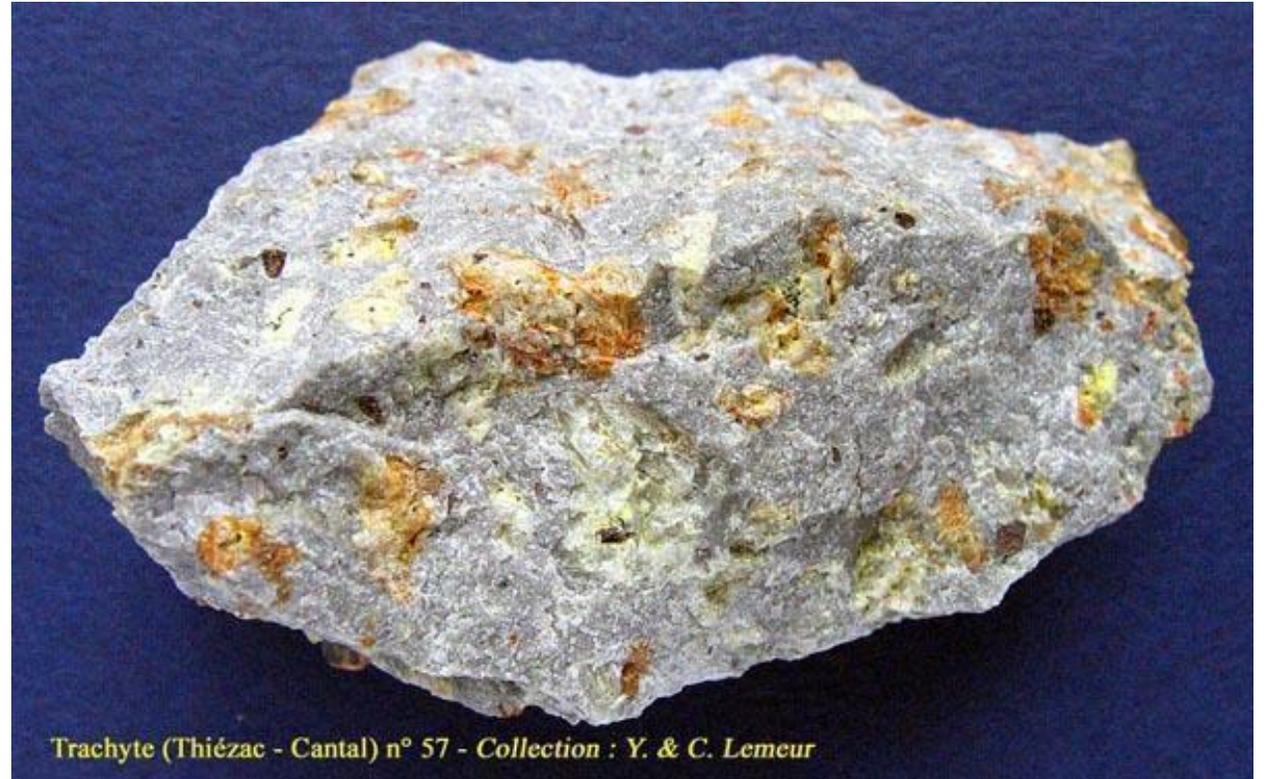
Roche porphyrique, massive, à sanidine, plagioclase, anorthose et albite.

Trachyte alcalin à calcoalcalin.

Lave très visqueuse qui forme des dômes.

Dômes localisés au centre de l'édifice

NB : Le Puy mary est un cumulo-dôme. Il a été daté de 6,43 Ma (5,70 Ma?)



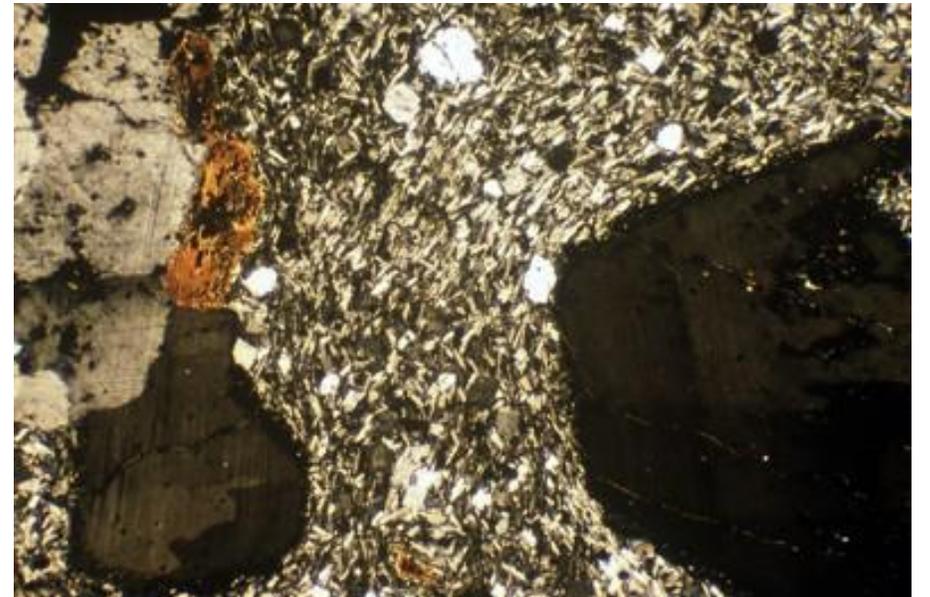
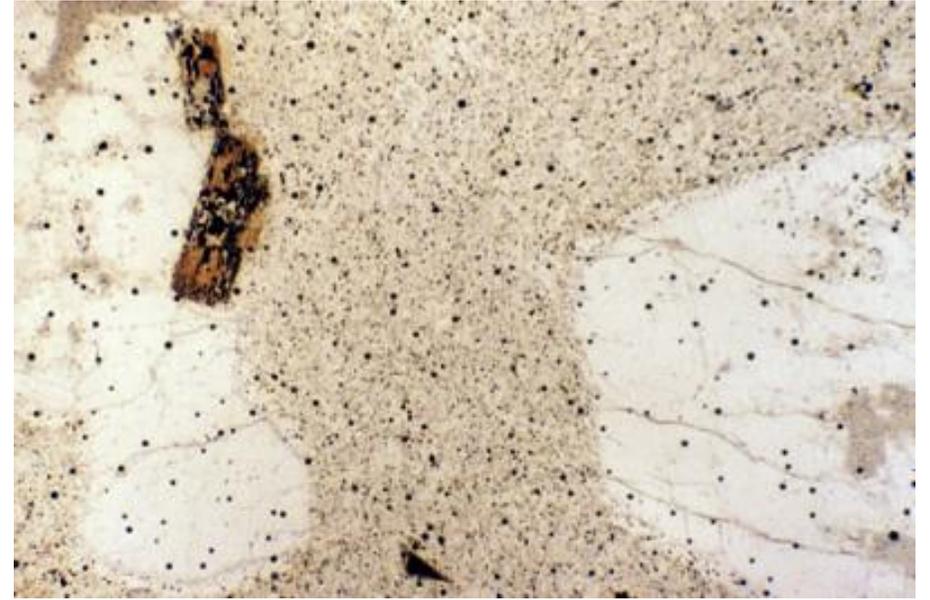
# TRACHYTE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : plagioclase (andésine, labrador) atteignant parfois le cm, longs prismes aciculaires d'amphibole de 2 à 3 cm, quelques cristaux trapus de pyroxène de 3 à 4 mm et petites paillettes de biotite

Mésostase : tous les minéraux précédents avec, en plus, du feldspath alcalin (sanidine et anorthose), de la tridymite et des opaques (sphène et zircon).

Le trachyte du Puy Mary est un trachyte à phénocristaux d'oligoclase, de sanidine et de hornblende brune ; la pâte est riche en sanidine et contient près de 10% de trydimite.

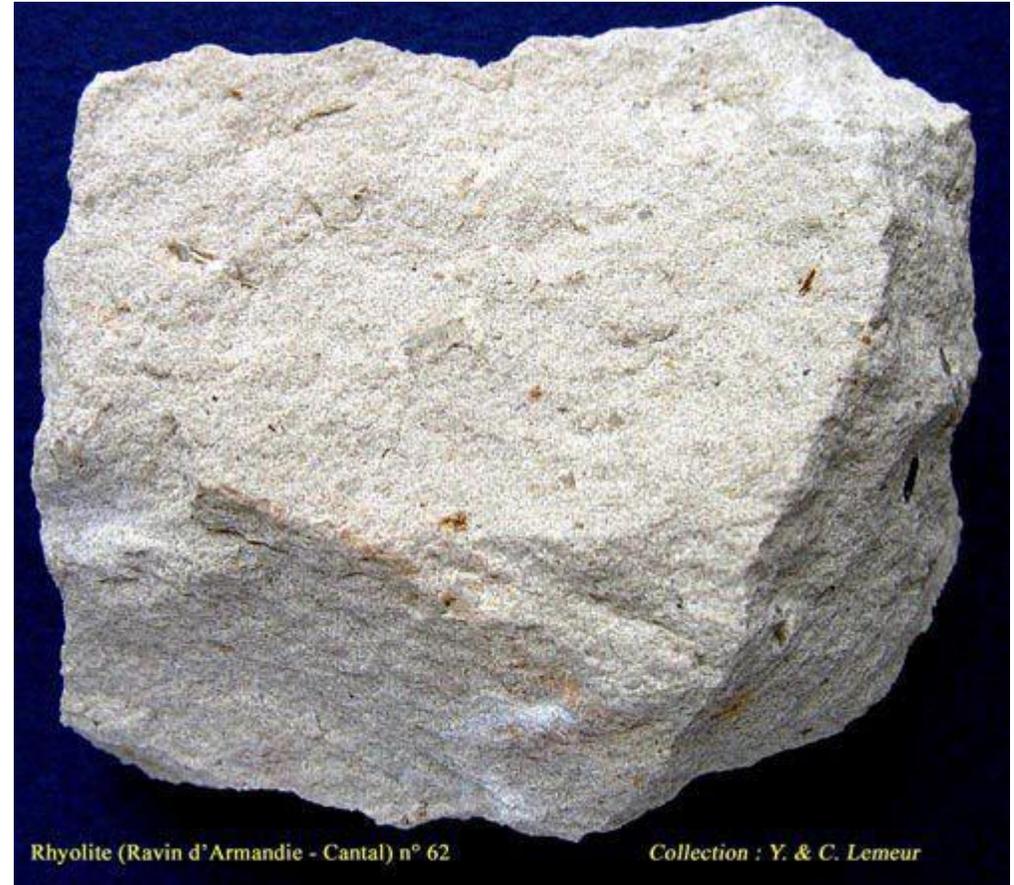


# RHYOLITE

Roche leucocrate de couleur crème, peu porphyrique, à composition de quartz rhyolitique, feldspath, amphibole et biotite.

Structure microlitique fluidale.

Lave très visqueuse envoyant une apophyse dans les dépôts de la brèche cantalienne au bord de la N126.

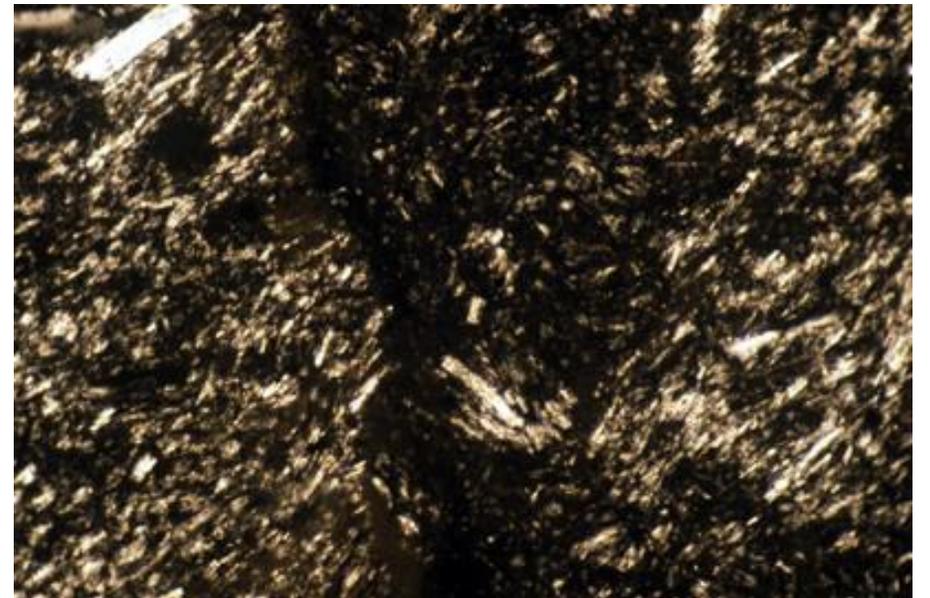


# RHYOLITE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : anorthose, rarement des plagioclases et des biotites.

Mésostase vitreuse : feldspaths alcalins, petits grains de quartz, apatite, zircon et sphène.



# TÉPHRITE

Du point de vue de la composition minéralogique, la téphrite est principalement composée de feldspathoïdes (leucite ou néphéline), caractéristiques d'une roche fortement sous-saturée en silice, de plagioclase et accessoirement d'un peu de feldspath alcalin. On y rencontre fréquemment du clinopyroxène comme minéral accessoire.

La téphrite ne contient pratiquement pas d'olivine. Si pour la même composition chimique, on rencontre beaucoup d'olivine, on parle alors de basanite.



Téphrite à leucite du Vésuve



# TÉPHRITE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : plagioclase, haüyne, hornblende, augite, opaques.

Mésostase : plagioclase, alcalin, augite, opaques.



# PHONOLITE

Roche grise, porphyrique, à l'éclat « gras », à structure microlitique fluidale.

Phénocristaux blanchâtres de feldspath alcalin (sanidine), Mésostase riche en feldspathoïdes (néphéline, sodalite, haüyne, noséane) et en zéolites (analcime), minéraux déficitaires en silice qui ne se forment qu'en l'absence de quartz.

Lave très visqueuse donnant surtout naissance à des extrusions phonolitiques (dômes), des « dykes » ou des filons et parfois à des coulées courtes.

Âge : fin de la période trachyandésitique cantalienne ( $6,60 \pm 0,25$  Ma).

La phonolite se débite en dalles sonores utilisées comme lauzes pour couvrir les toits des maisons.

Prélèvement : Puy Griou.

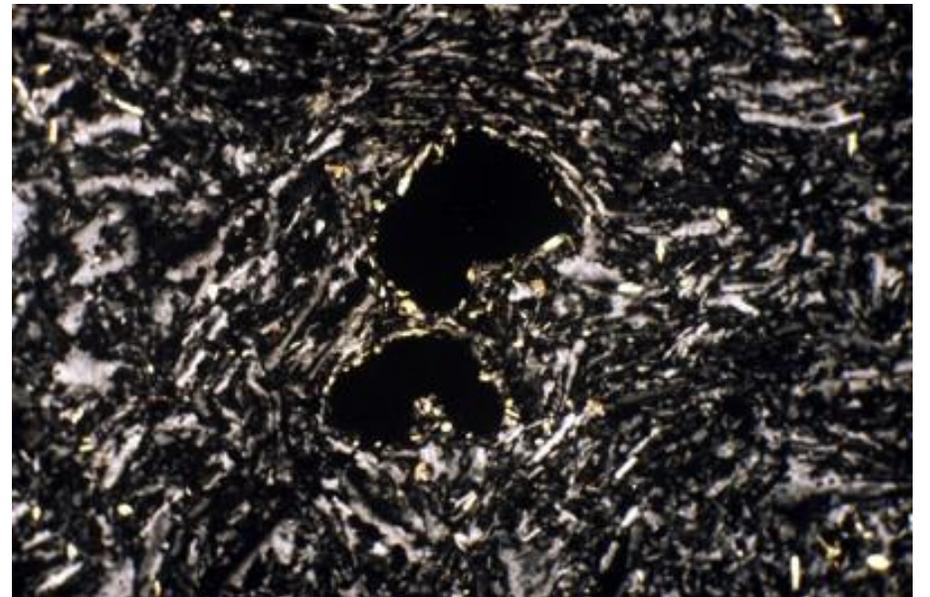
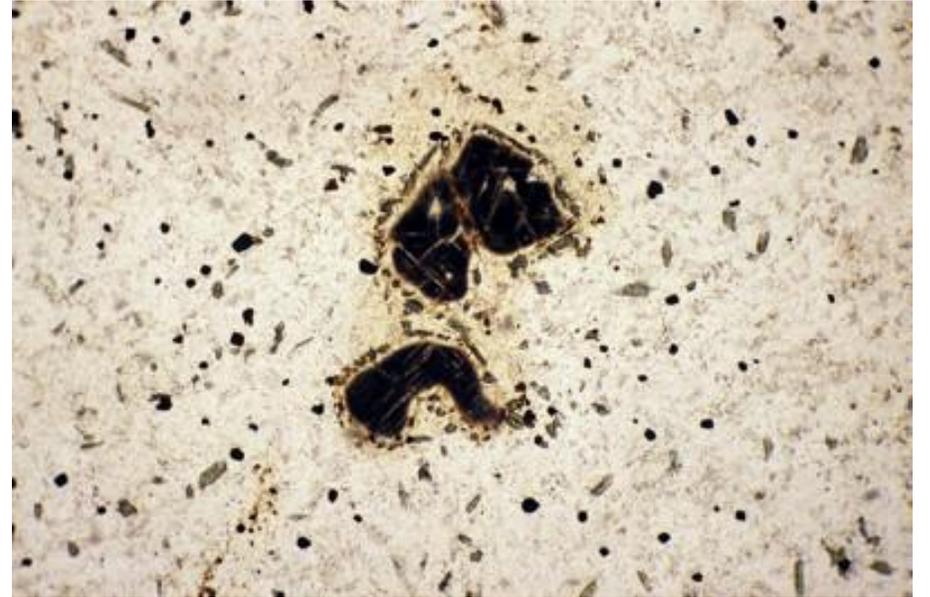


# PHONOLITE

L.P.N.A. et L.P.A.

Phénocristaux : noséane, sanidine, augite aegyrienne.

Mésostase : sanidine orientée, augite aegyrienne, sphène, apatite, titanomagnétite





**Les produits  
pyroclastiques primaires  
du Complexe  
trachyandésitique**

# Les produits pyroclastiques primaires du Complexe trachyandésitique

Il s'agit de fragments de roches, volcaniques pour la plupart, projetés dans l'air lors des éruptions : tufs, cendres, scories, bombes, ponces, ignimbrites...

Les produits pyroclastiques doivent leur fragmentation à l'éruption elle-même :

- dégazage d'un magma lors de son ascension rapide,
- fragmentation de la lave au contact d'un réservoir d'eau lors de sa remontée vers la surface...

Les particules solides peuvent être issues :

- du magma générateur de l'éruption → autoclastes ou clastes juvéniles
- ou des terrains encaissants et du substratum du volcan → alloclastes qui peuvent devenir majoritaires lors d'éruptions phréatomagmatiques ou phréatiques.

En fonction du mode de transport, on distingue couramment trois types de dépôts pyroclastiques :

- dépôt de retombée,
- dépôt de déferlante,
- et dépôt d'écoulement (coulées pyroclastiques).



Bombe en fuseau



Bombe en croûte de pain



Lapillis



Ponce



Cendre

Wikipedia

Ultérieurement, ces fragments peuvent se souder entre eux et avec des fragments de roches volcaniques pour former des brèches, tufs...

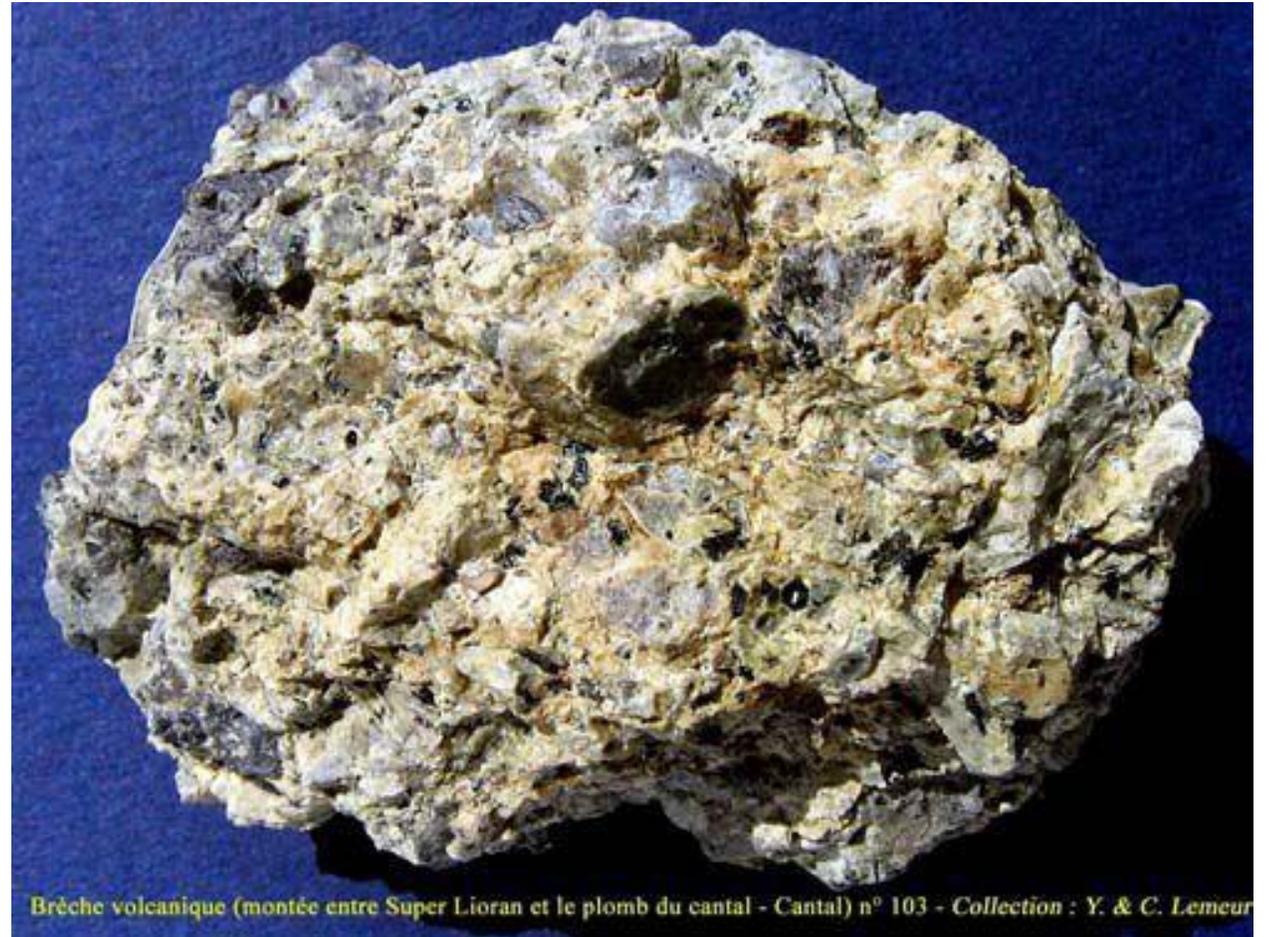
- Brèches de progression de coulées et brèches de nuées ardentes trachyandésitiques :
  - les premières alternent avec les coulées de laves,
  - les secondes proviennent essentiellement d'éruptions de type nuées ardentes et de coulées de laves autobréchifiées lors de leur progression ; les blocs se soudent entre eux après leur dégazage. Ces brèches contiennent une matrice cendro-ponceuse provenant du flanc du volcan et que les nuées ardentes ont incorporée lors de leur mise en place.
  
- Brèches d'écroulement de dômes
  
- Tufs et brèches de retombées pyroclastiques
  - projections scoriacées de type strombolien : cendres, lapillis ou scories, bombes...
  - tufs lités avec cendres et ponces, produits de panaches de type plinien.
  
- Tufs de déferlantes pyroclastiques
  
- Tufs et brèches d'écoulements pyroclastiques
  - coulées cendro-ponceuses ,
  - ignimbrites soudées.
  
- Tufs et brèches phréatomagmatiques et phréatiques
  - projections phréatomagmatiques ou phréatiques (maar)
  - Brèches de diatrèmes : produits ± grossiers et polygéniques, issus du débouffage de conduits volcaniques.

## **BRÈCHE TRACHYANDESITIQUE grossière à ciment réduit**

Fragments de lave pulvérisés, de composition trachyandésitique, soudés à chaud.

Les éléments sont anguleux et irréguliers ; la structure est très chaotique.

Prélèvement : Montée entre Super Lioran et le Plomb du Cantal

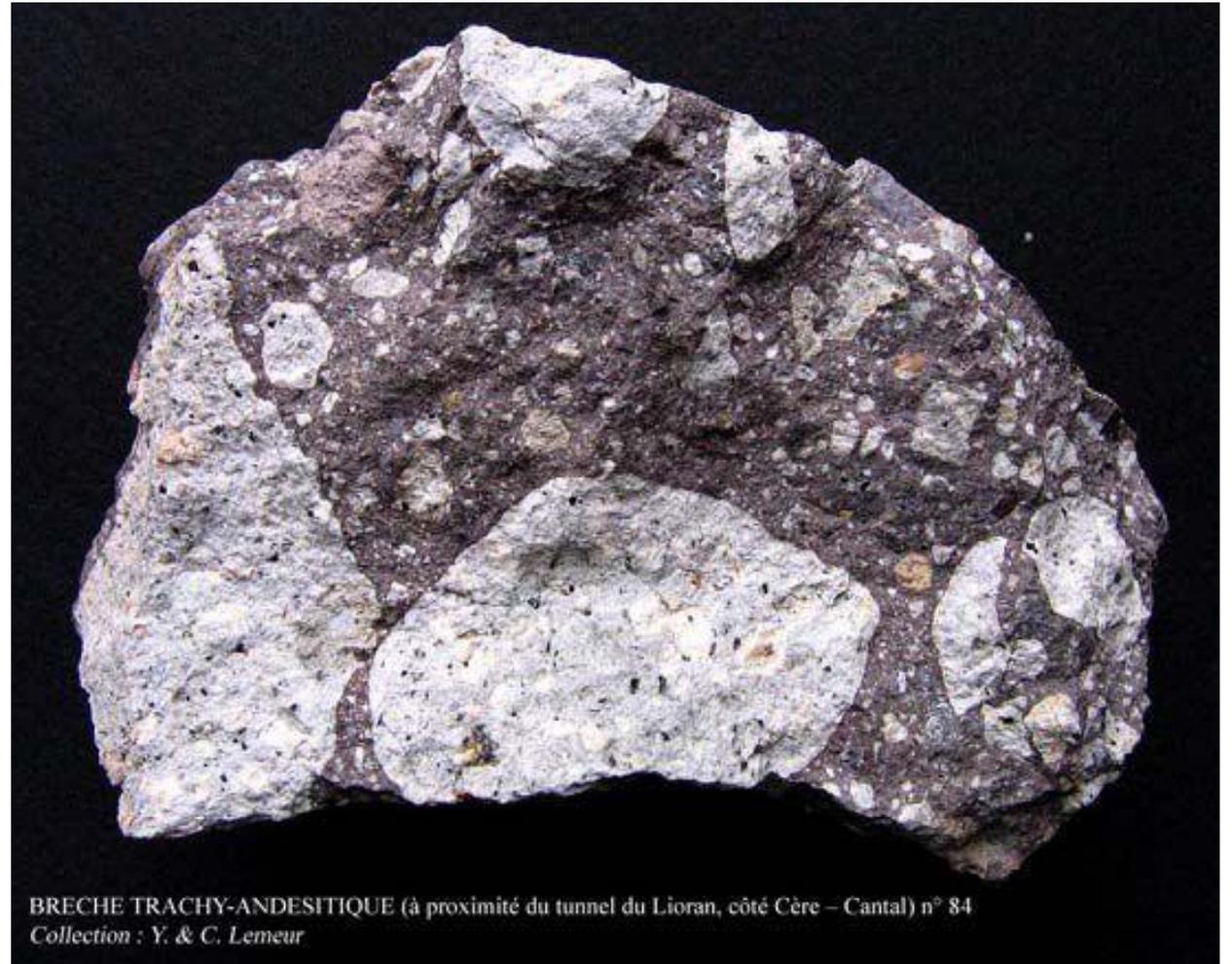


## **BRÈCHE TRACHYANDÉSITIQUE à ciment fin**

Roche lourde constituée de blocs principalement trachyandésitiques de toutes tailles, aux bords anguleux, inclus dans une pâte cendreuse.

Éléments fragmentés et soudés à chaud lors de paroxysmes éruptifs (nuées ardentes, brèche d'écroulement, avalanche de débris...)

Prélèvement : à proximité du tunnel du Lioran, côté Cère



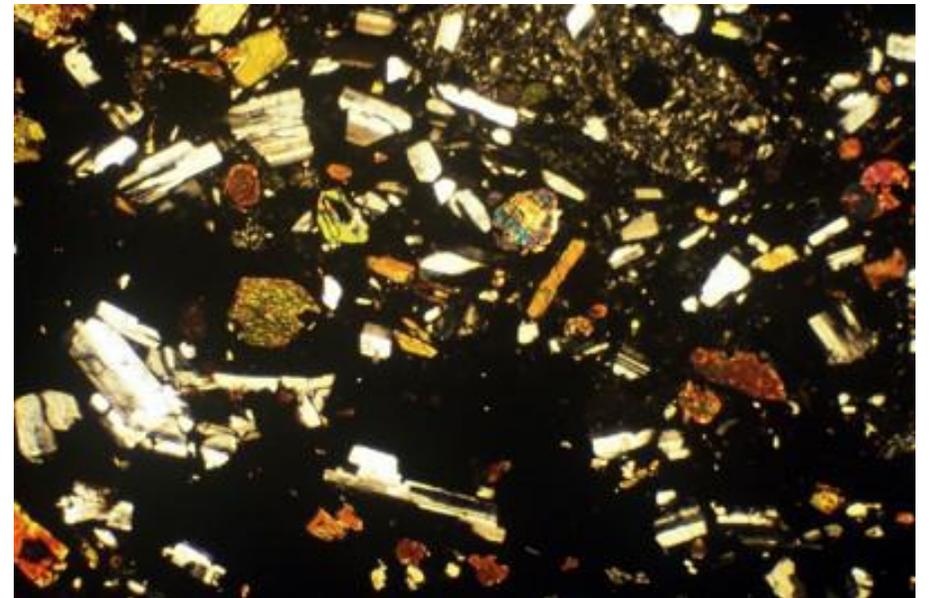
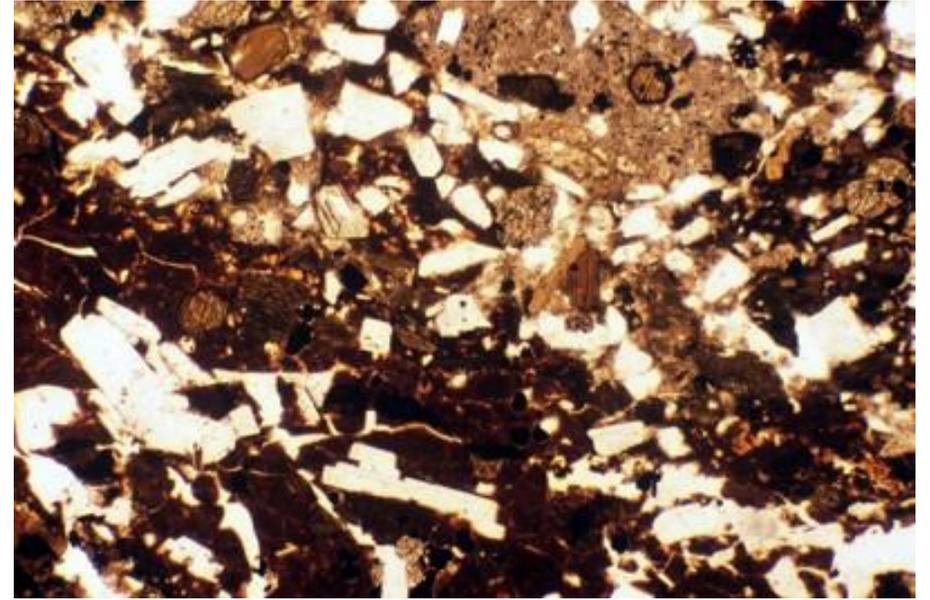
# BRÈCHE

L.P.N.A. et L.P.A.

Fragments de roches (trachyandésites) et minéraux isolés.

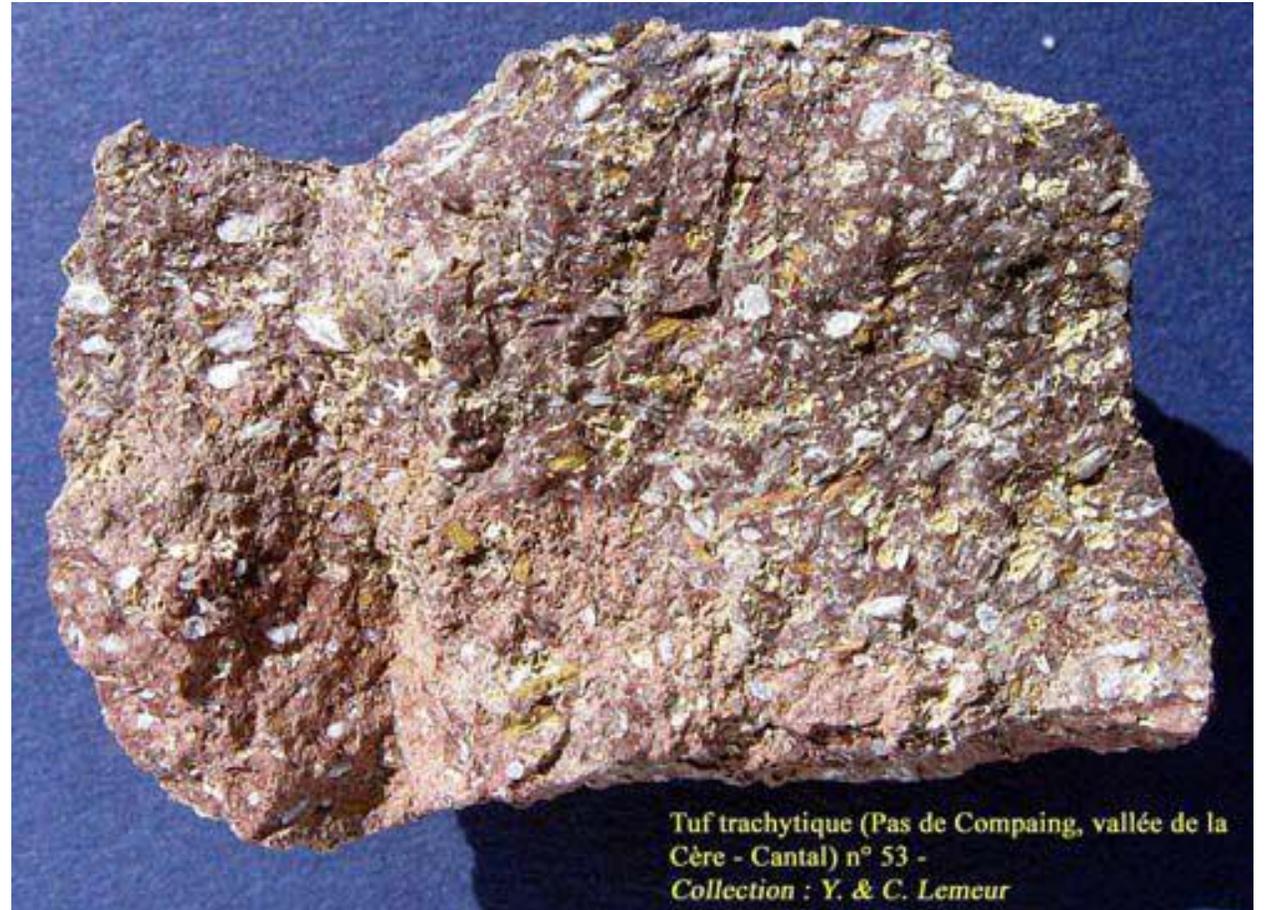
Feldspaths, augite, hornblende, opaques

Mésostase : verre



## TUF TRACHYTIQUE

Magma trachytique, cendres, fragments divers.  
Structure tuffacée.  
Produit issu d'éruptions très violentes, pulvérisant du magma frais et divers fragments arrachés à l'appareil volcanique. Les retombées sont soudées à chaud.  
Prélèvement au Pas de Compaing

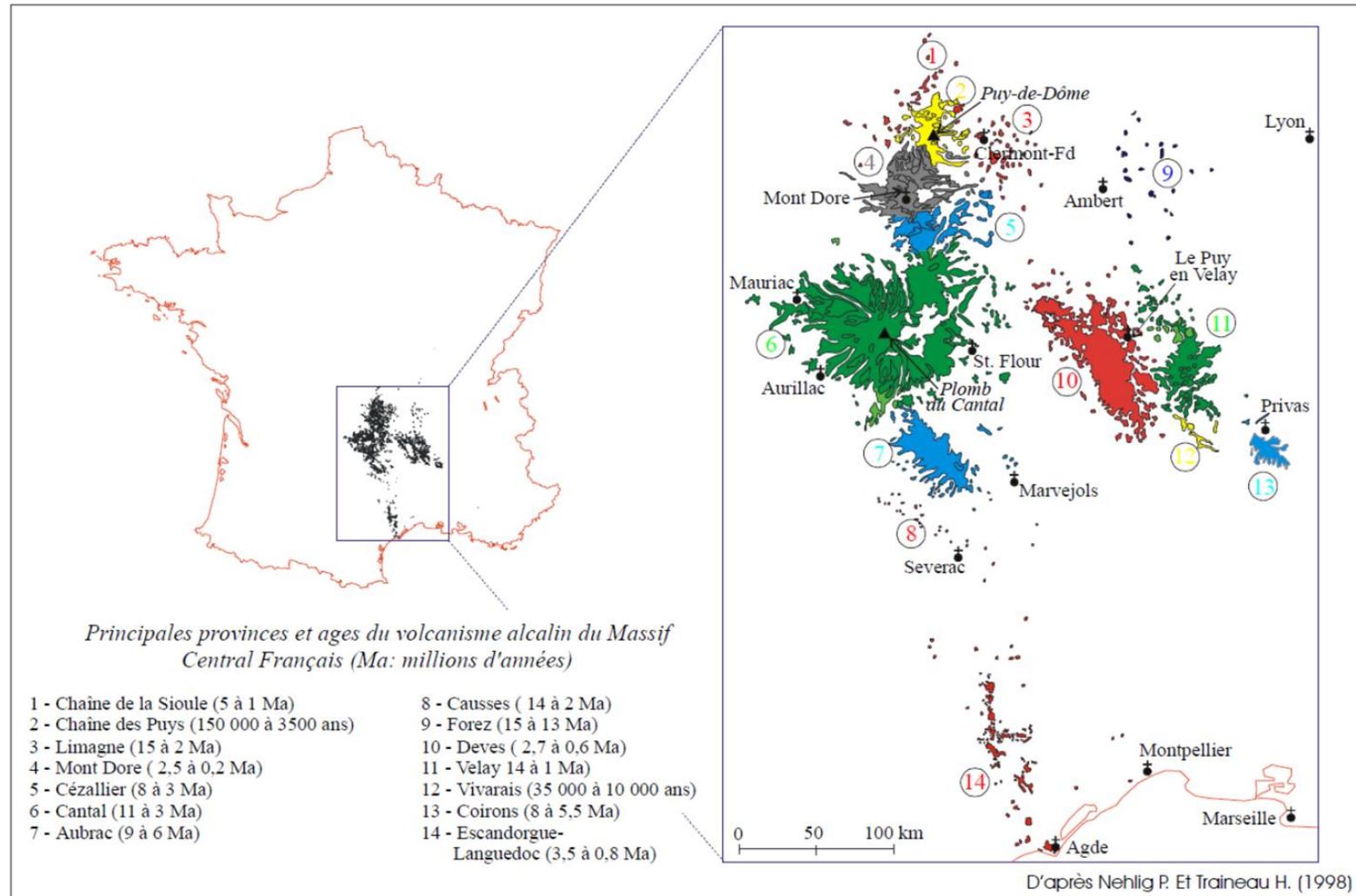


V.

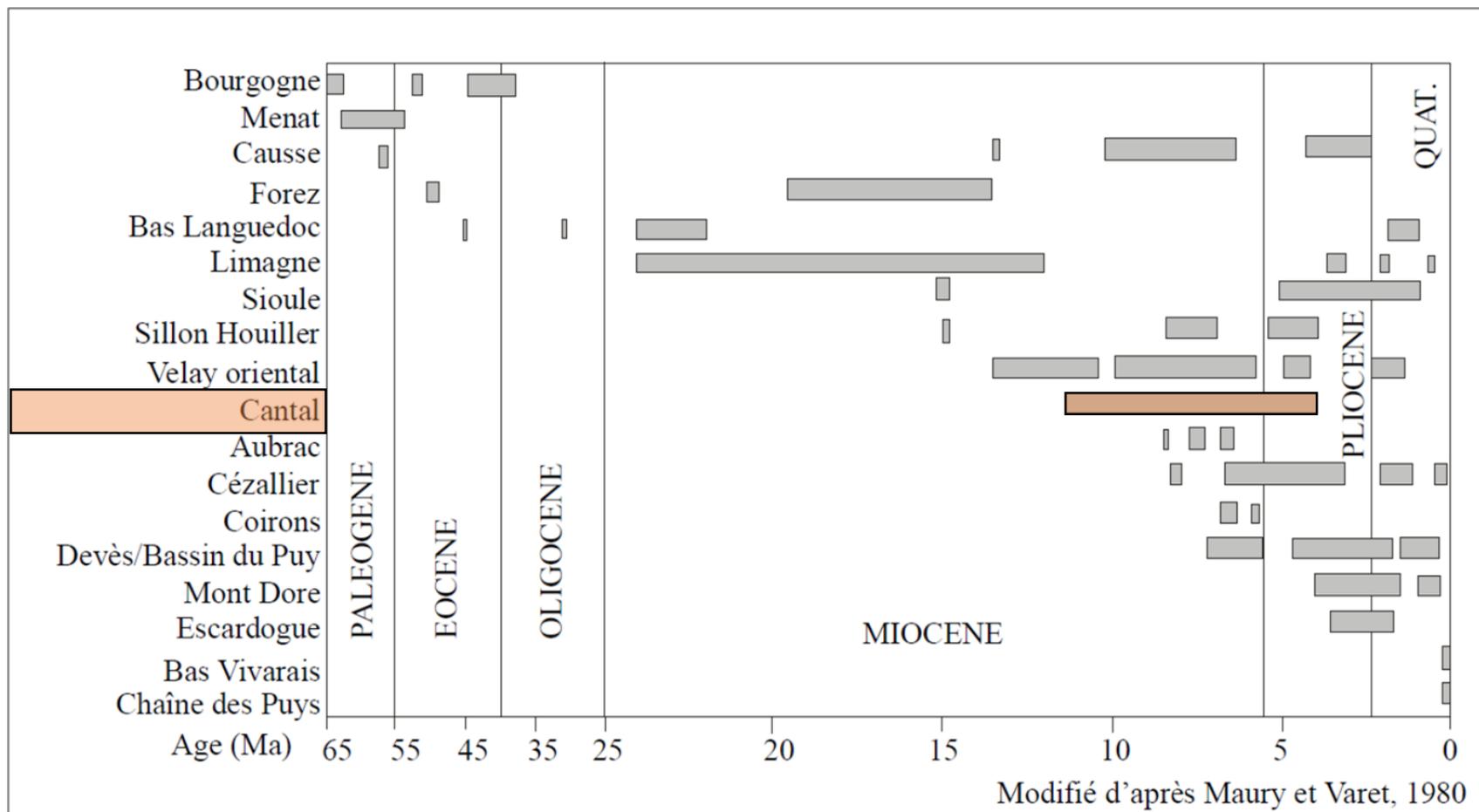
A landscape photograph of the Massif Central region in France. The foreground shows rolling green hills with scattered trees and a small stream. In the middle ground, there is a dense forest. The background features several mountain peaks, with the most prominent one being a stratovolcano with a flat top, characteristic of the Cantal region. The sky is blue with a few wispy clouds.

**Le stratovolcan cantalien dans le cadre régional  
du volcanisme du Massif Central**

# Situation des principales provinces volcaniques du Massif Central

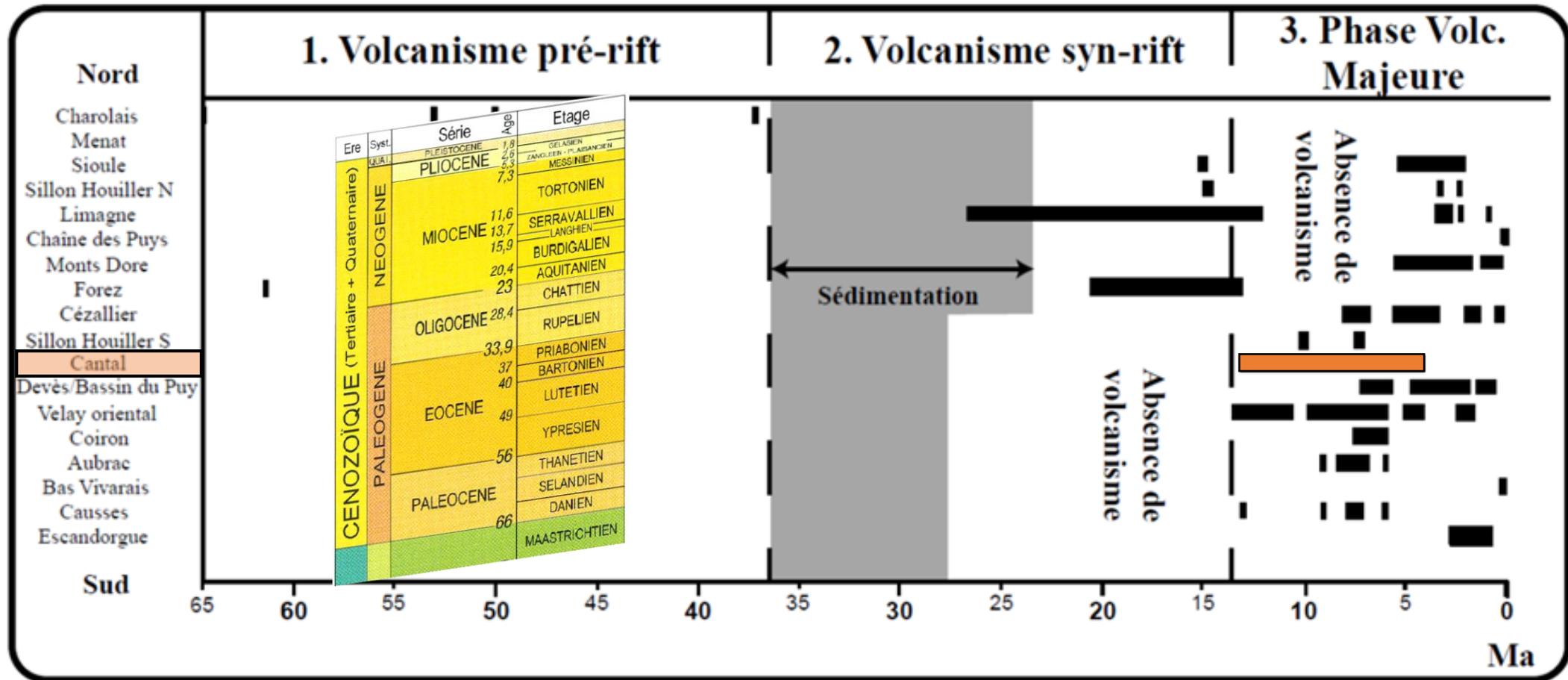


# Chronologie du volcanisme du Massif Central

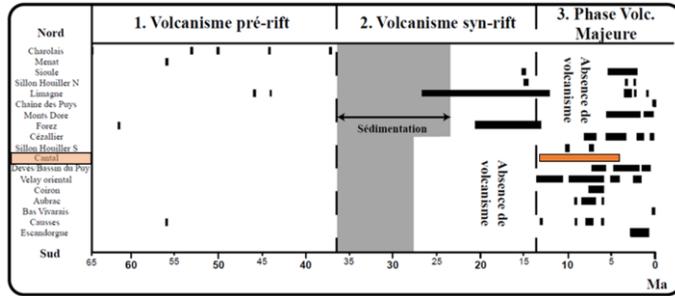


Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99

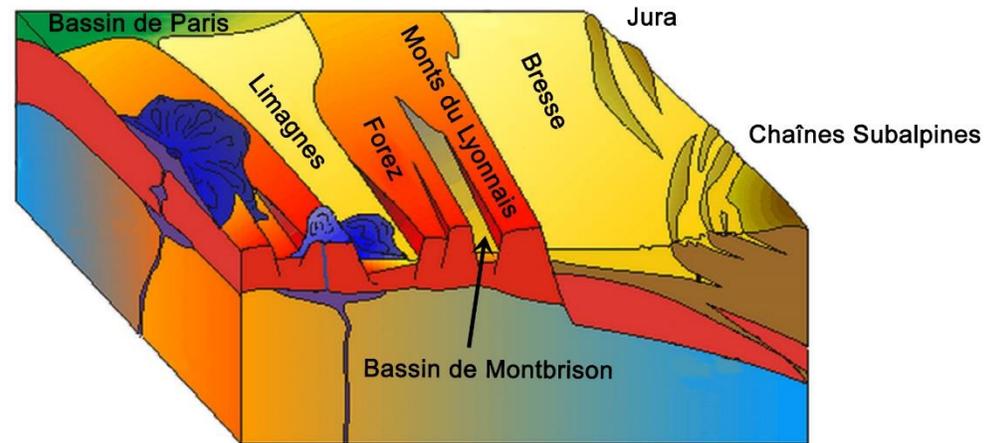
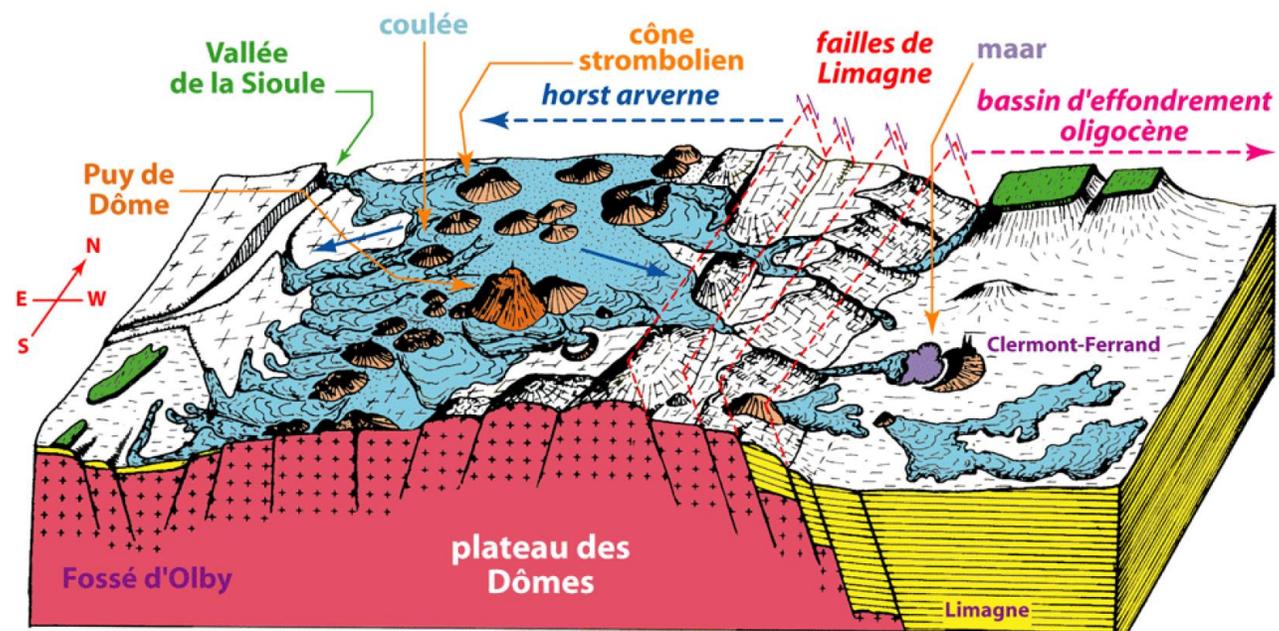
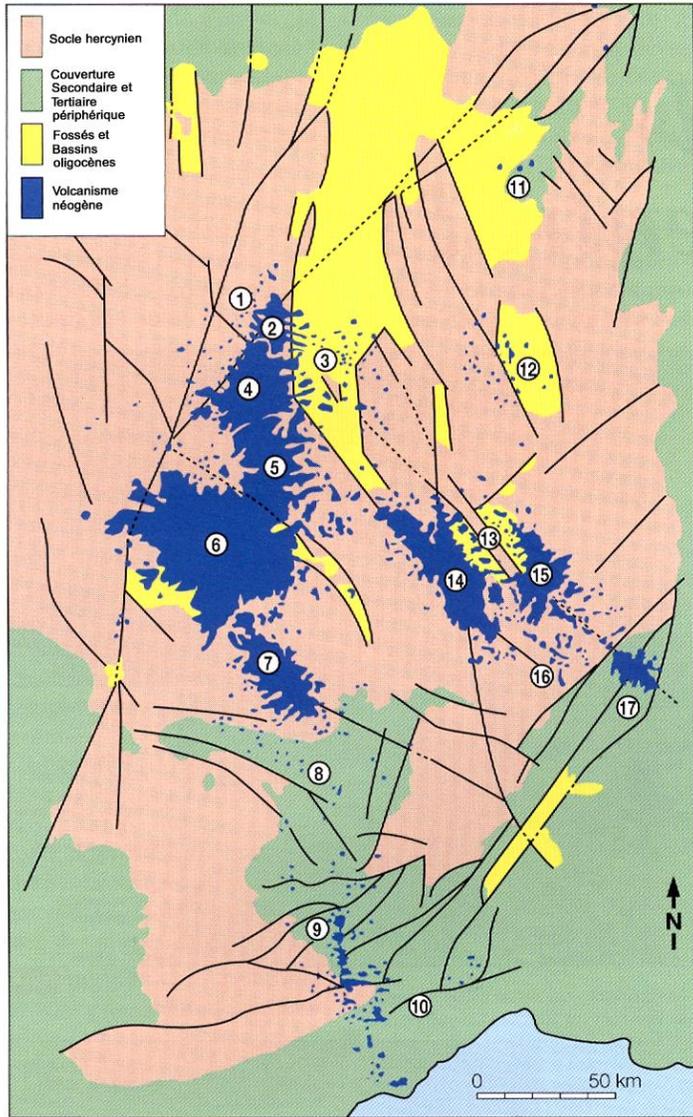
# Les différentes phases du volcanisme du Massif Central

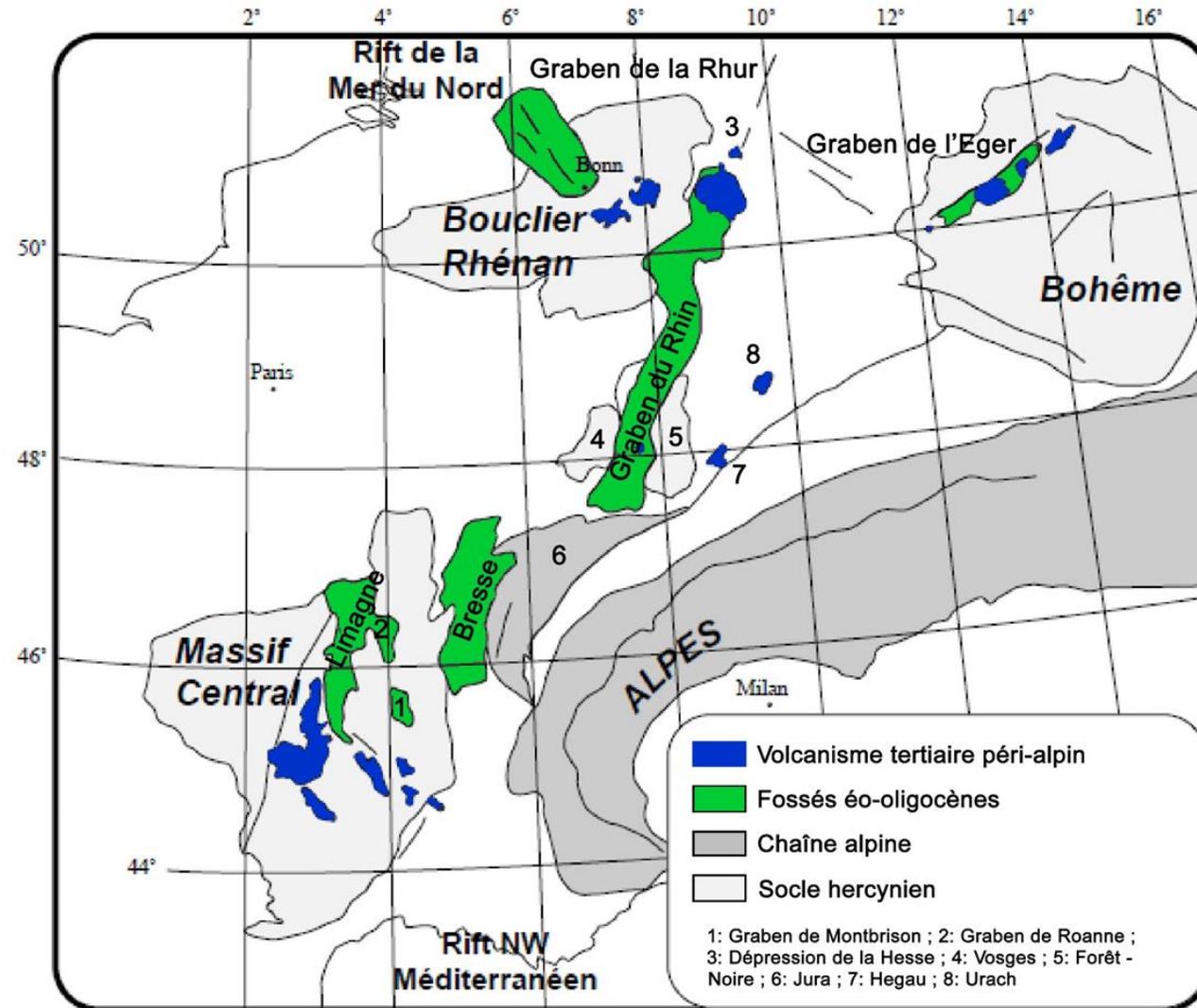


Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99



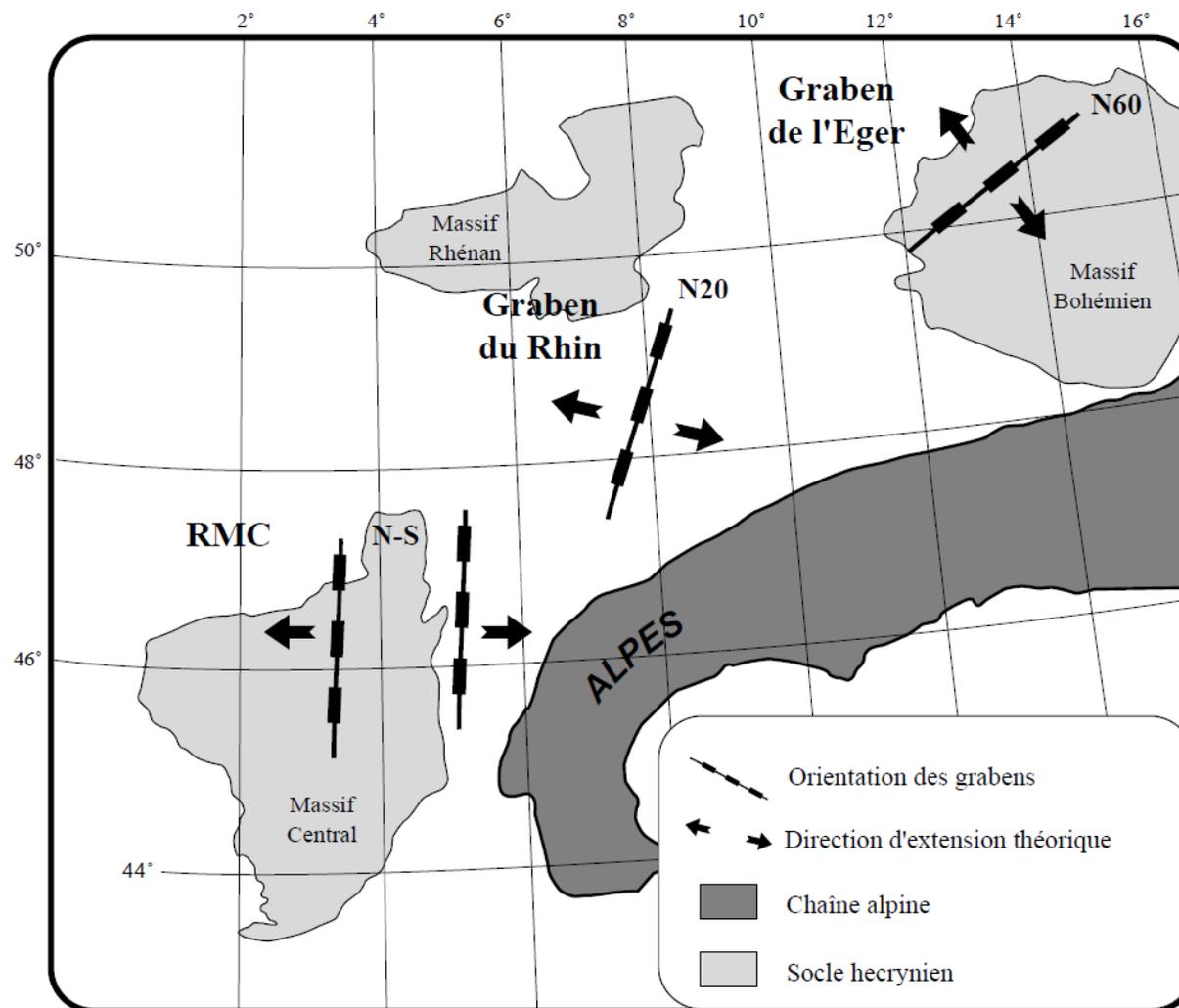
# Cause possible du volcanisme syn-rift du Massif Central (Oligocène jusqu'à Miocène moyen)





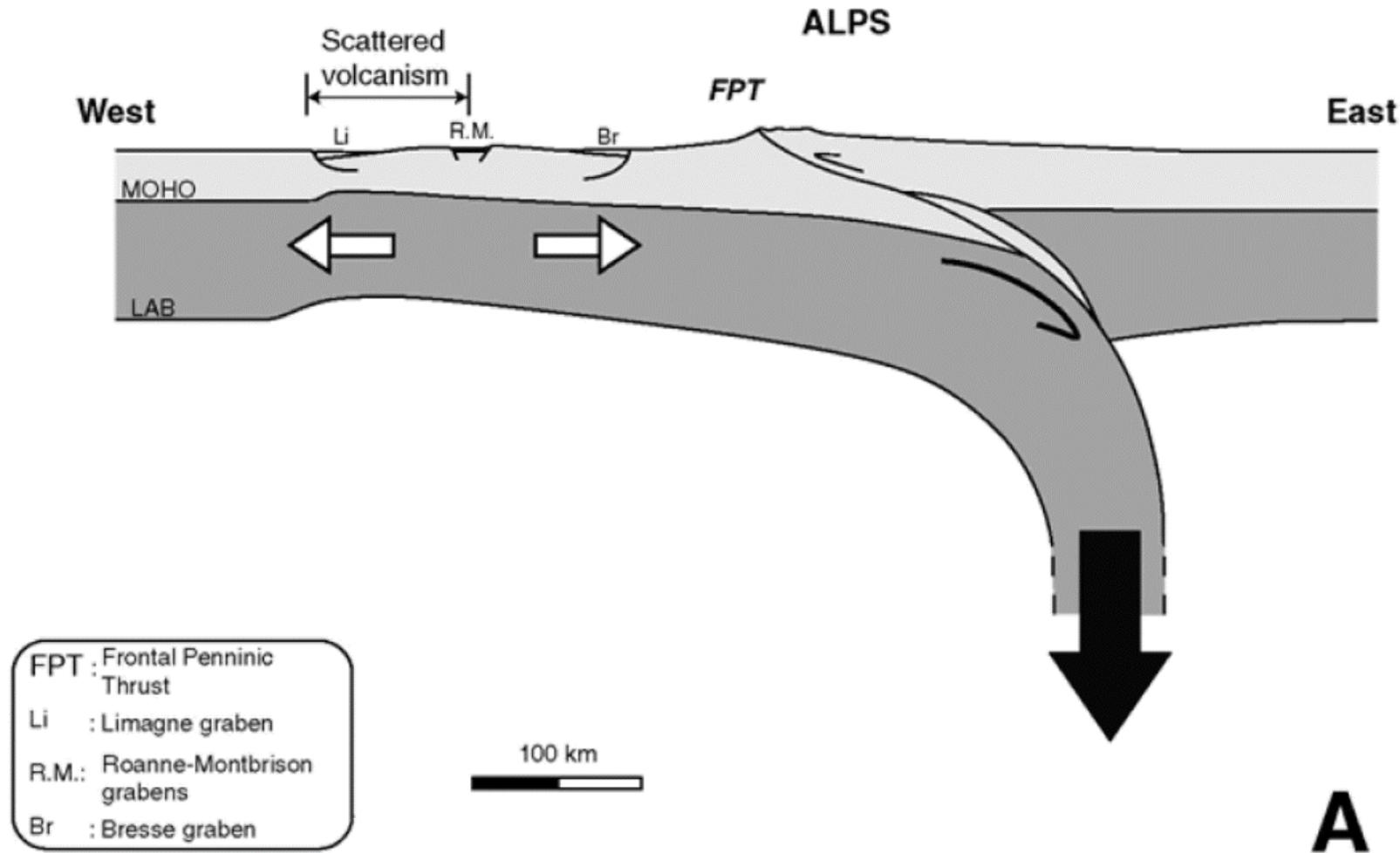
## Le rift Ouest-Européen

Extension perpendiculaire  
au front de la chaîne alpine  
dès l'Eocène (Priabonien)  
conduisant à une évolution  
de type « rift passif »



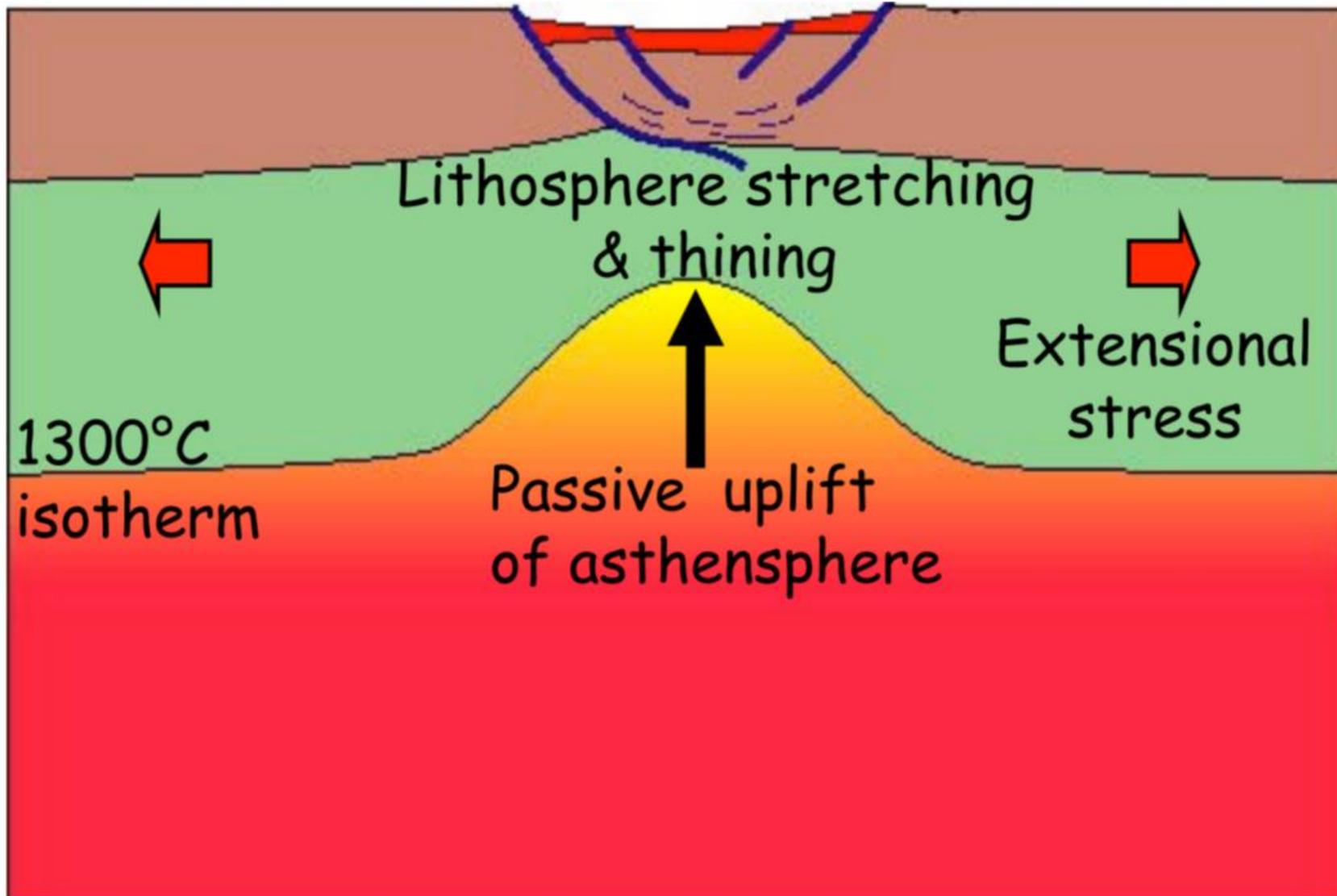
## Carte de la répartition et de l'orientation des principaux grabens et de l'extension qui les a provoqués

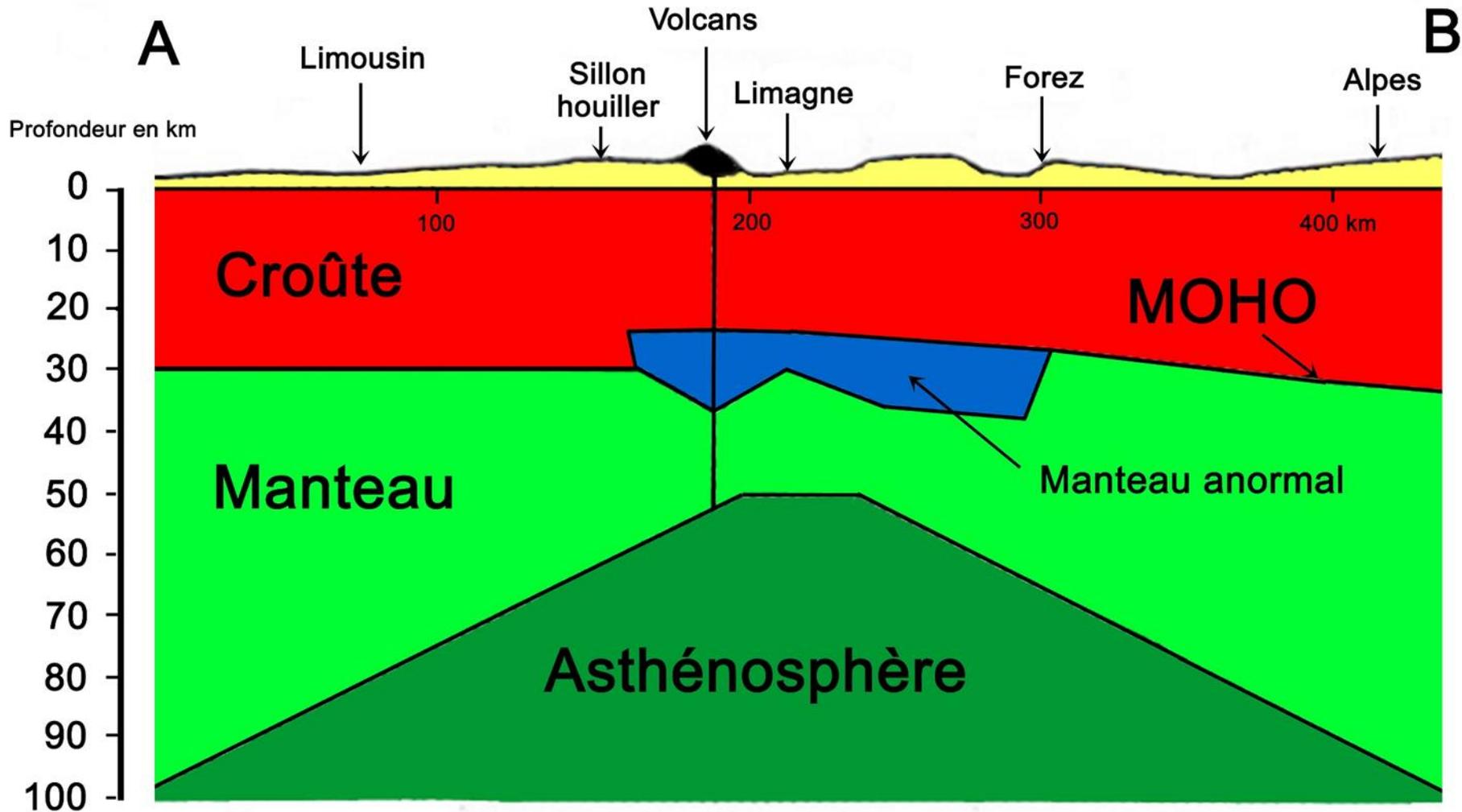
Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 - Géosciences Rennes n°99



## Schéma illustrant le mécanisme de la formation des grabens syn-rift

Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 - Géosciences Rennes n°99





Les premiers travaux de sismique réfraction dans le Massif central ont montré l'existence d'une croûte anormalement amincie, avec un MOHO situé à une profondeur de 26 km, sous le graben de la Limagne. Cette croûte amincie surmonte une zone de manteau « anormal » présentant des vitesses d'ondes P faibles de 7,3-7,4 km/s au lieu de 8 km/s pour un manteau normal. Cette signature géophysique pourrait être liée à d'importants volumes de magmas basaltiques piégés sous la croûte (= « underplating ») et issus de la fusion partielle du manteau asthénosphérique.

# 1- Volcanisme syn-rift et rifting passif (de -37 à -14 Ma)

Le volcanisme syn-rift s'est étalé entre -37 Ma (Priabonien - Éocène supérieur) et -14 Ma (Serravallien - Milieu du Miocène). Il s'expliquerait par un phénomène de rifting passif qui s'est déroulé, pense-t-on, de la façon suivante :

- ▶ Au Crétacé supérieur, les Alpes commencent à se former. La subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne, dépendance de la plaque africaine, s'amorce.
  - ▶ Cette subduction est responsable d'un étirement de la croûte continentale européenne fragile (= cassante) qui se faille tout le long du front alpin.
  - ▶ A l'Oligocène, des grabens se forment dans les vieux massifs hercyniens voisins : grabens de Limagne, de Roanne-Montbrison, de la Bresse, du Fossé rhénan, de l'Eger..., tous limités par des failles normales, marqueurs d'une tectonique en extension.  
*Remarque : Tous ces grabens alignés parallèlement au front alpin forment le Rift Ouest-Européen (ROE).*
  - ▶ L'amincissement de la croûte continentale au niveau de ces grabens s'accompagne d'une remontée passive du manteau asthénosphérique qui, par décompression adiabatique, fond partiellement pour donner un magma basaltique très alcalin.
- ⇒ C'est ce magma qui en remontant le long des failles normales est à l'origine du volcanisme syn-rift très marqué dans le Nord du Massif Central (Limagne et Forez).

Le rifting passif à l'origine des Bassins oligocènes de Limagne, de Roanne-Montbrisson, de la Bresse et d'une façon générale du Rift Ouest-Européen (ROE) a également affecté le Cantal comme en témoignent les nombreux grabens de même âge en périphérie de l'édifice volcanique :

- Fossé Margeridien, Bassin de Saint-Flour, Bassin de Neussargues, Bassin de Malzieu, Bassins d'Aurillac et du Goul...

Leur remplissage sédimentaire est tout-à-fait comparable à celui des Limagnes :

- L'Oligocène du Bassin d'Aurillac, le plus complet et le plus varié, débute par un Stampien inférieur détritique avec à la base des rognons de silex, des quartz et des cailloutis surmontés de sables mélangés à des argiles, puis d'argiles bariolées sans fossiles à caractère lenticulaire relayées par des argiles vertes massives.
- Le Stampien supérieur, marneux puis de plus en plus carbonaté vers le haut, montre un premier niveau à plantes et Vertébrés (*Characées*, *Roseaux*, *Hyaenodon leptorhinus*, *Helix coeduensis*...) puis un niveau de milieu saumâtre à *Potamides*, *Hydrobia* et *Cypris faba* très abondants, un niveau à meulière avec *Potamides lamarcki* plus rares et apparition de quelques Foraminifères, Limnées, Planorbes puis enfin un niveau entièrement d'eau douce à Limnées et Planorbes de grandes dimensions, *Helix*...

Mais ces bassins cantaliens montrent deux principales différences avec les grabens de Limagne :

- leur orientation : N130. Leurs failles normales bordières seraient très certainement héritées de grands accidents hercyniens du socle de même direction NO-SE,
- et l'absence de sédiments marins.

# Le rifting passif

**C'est l'étirement de la lithosphère qui est le facteur déclenchant de ce rifting.**

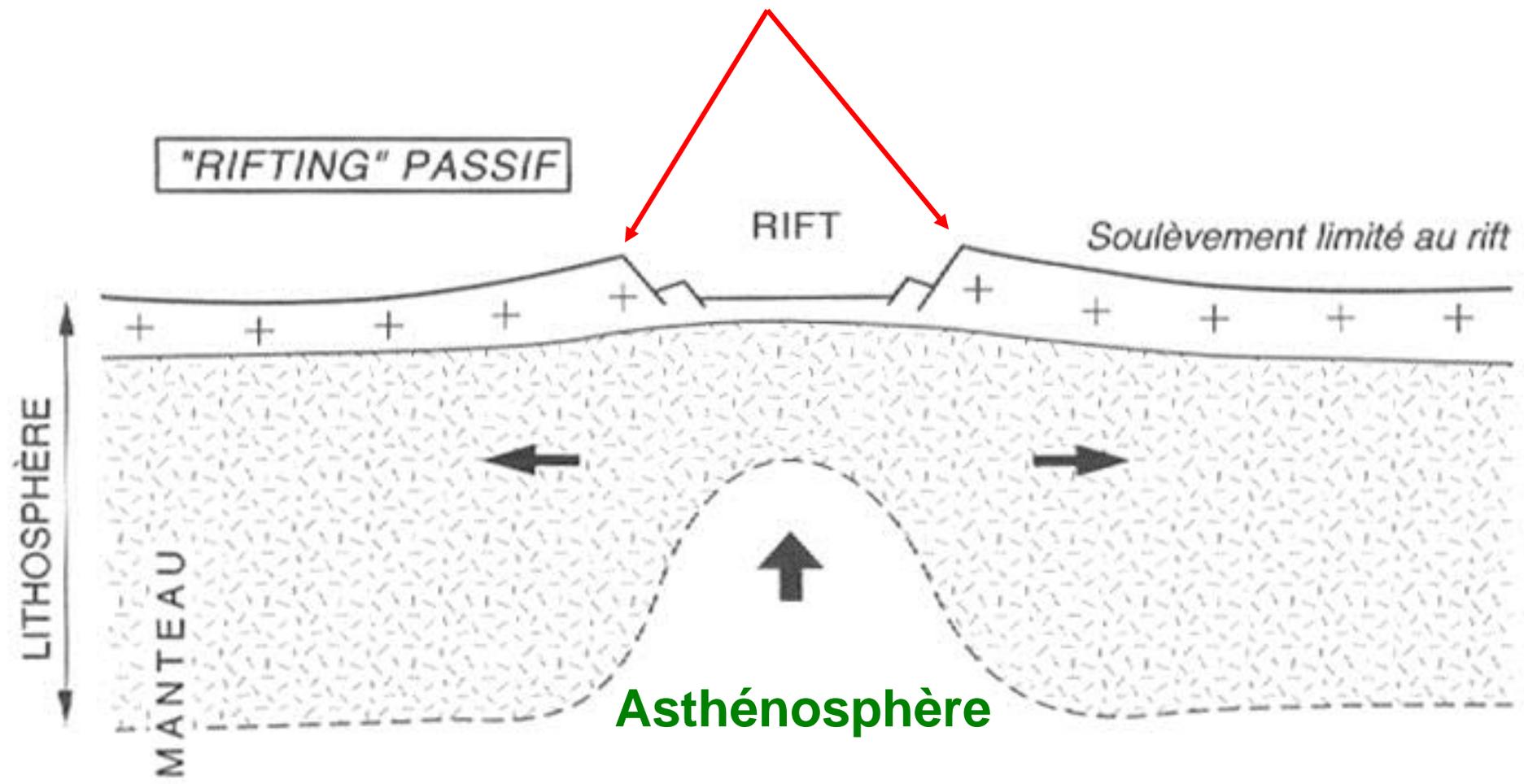
Remarque : Les forces responsables de cet étirement sont bien sûr liées aux mouvements des plaques et leur origine doit par conséquent être recherchée aux limites de plaques, parfois loin de la zone du rift.

1. Il s'en suit une fracturation de la croûte continentale rigide par des failles normales (et listriques) et la formation d'un bassin de sédimentation, d'un graben qui s'enfonce par subsidence tectonique.
2. Cet étirement lithosphérique crée « un appel au vide » qui provoque une remontée diapirique passive de l'asthénosphère. Cette remontée entraîne la formation d'un bombement.
3. Par décompression adiabatique, la péridotite fond partiellement, fusion qui sera à l'origine de la production de magma basaltique puis de volcanisme effusif en surface.

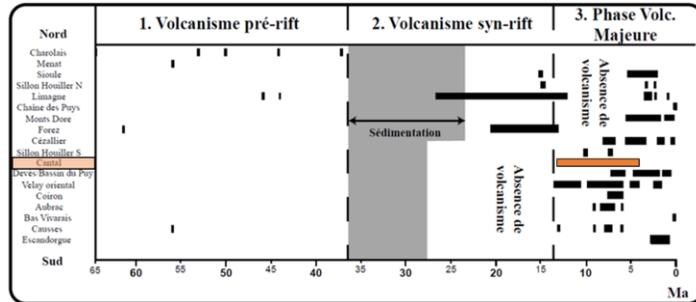
**Dans le rifting passif, on a la chronologie suivante : extension de la lithosphère, formation du rift et sédimentation, puis ascension du diapir asthénosphérique, bombement lithosphérique et volcanisme. Le volcanisme est l'événement le plus tardif.**

NB : Plus tard, le diapir d'asthénosphère se refroidissant, le bombement se contractera ; et à la subsidence tectonique, succèdera une subsidence thermique.

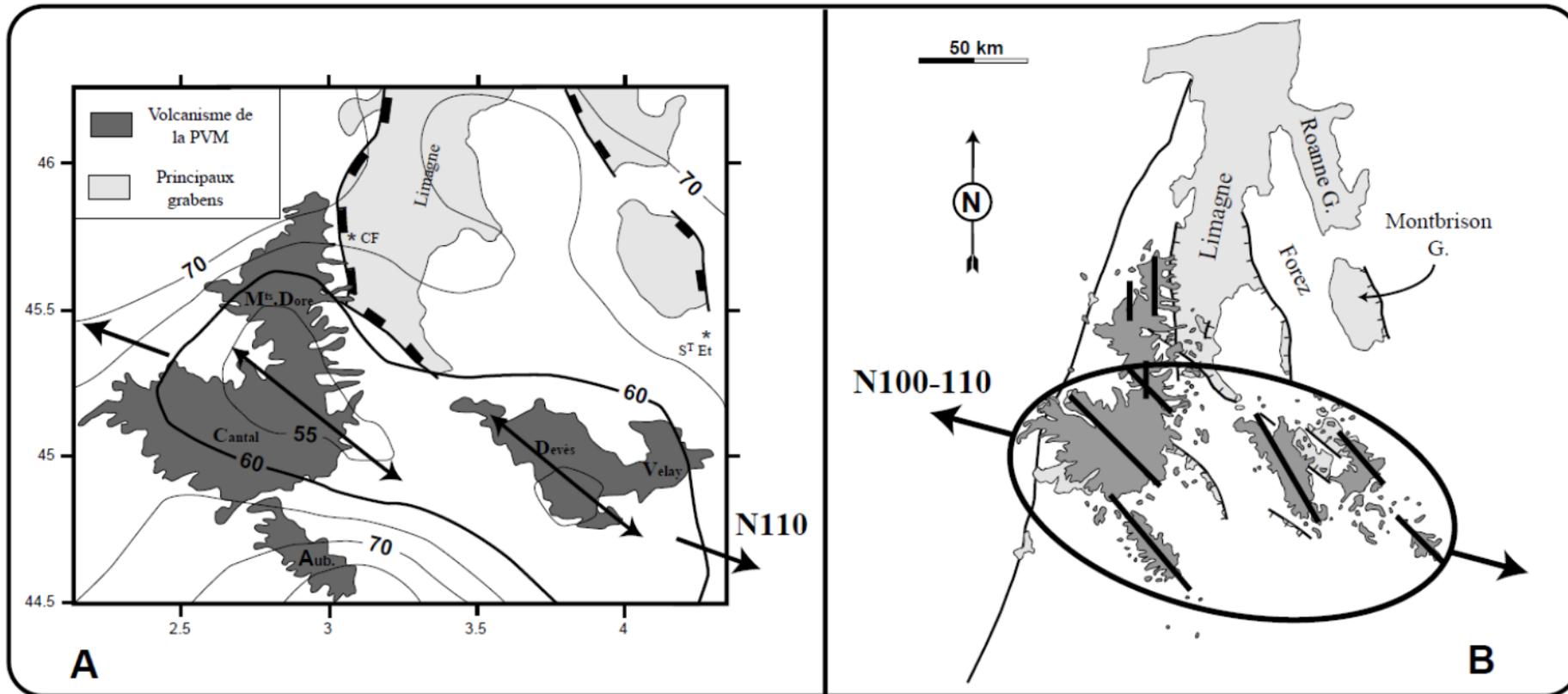
Remontée des bords du rift =  
épaulement



Asthénosphère



# Cause possible de la phase volcanique majeure (PVM) du Massif Central (du Miocène moyen à aujourd'hui)



**Figure A :** Topographie de la limite Lithosphère-Asthénosphère (ou LAB) sous le Massif Central. La remontée du LAB est orientée N110 et est ponctuée par deux apex N130 à l'aplomb des principales provinces volcaniques affectées par la PVM (Cantal, Mont Dore, Cézallier, Devès, Velay).

**Figure B :** Orientation des failles dans la région couverte par le volcanisme dispersé syn-rift (en gris clair) et dans les provinces volcaniques affectées par la PVM.

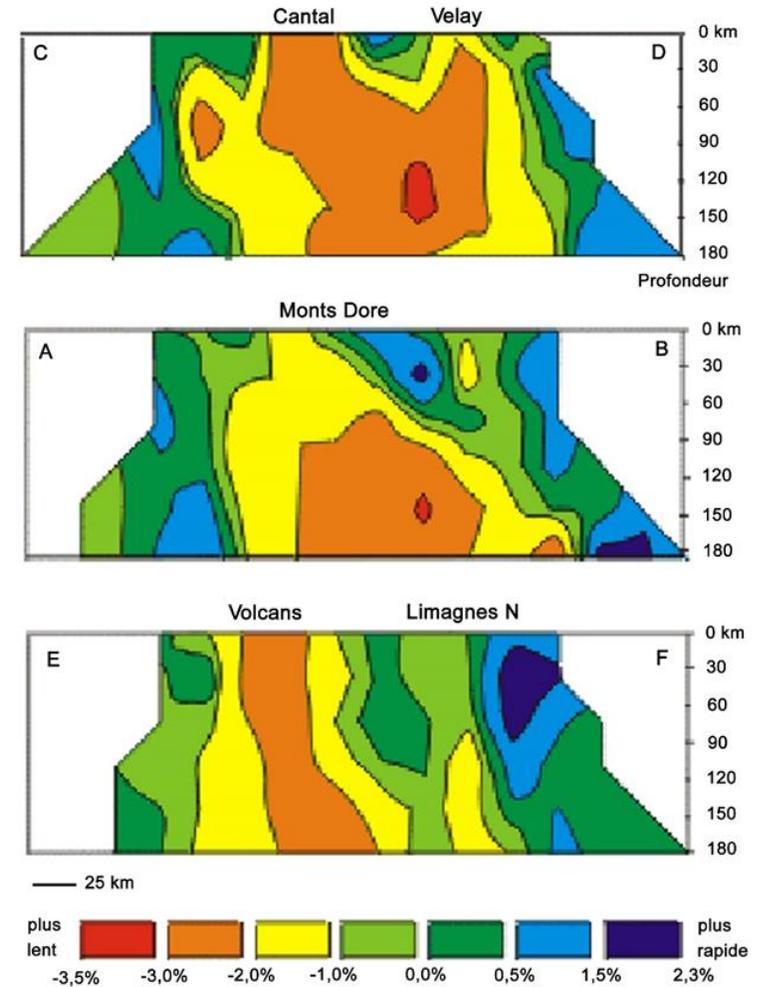
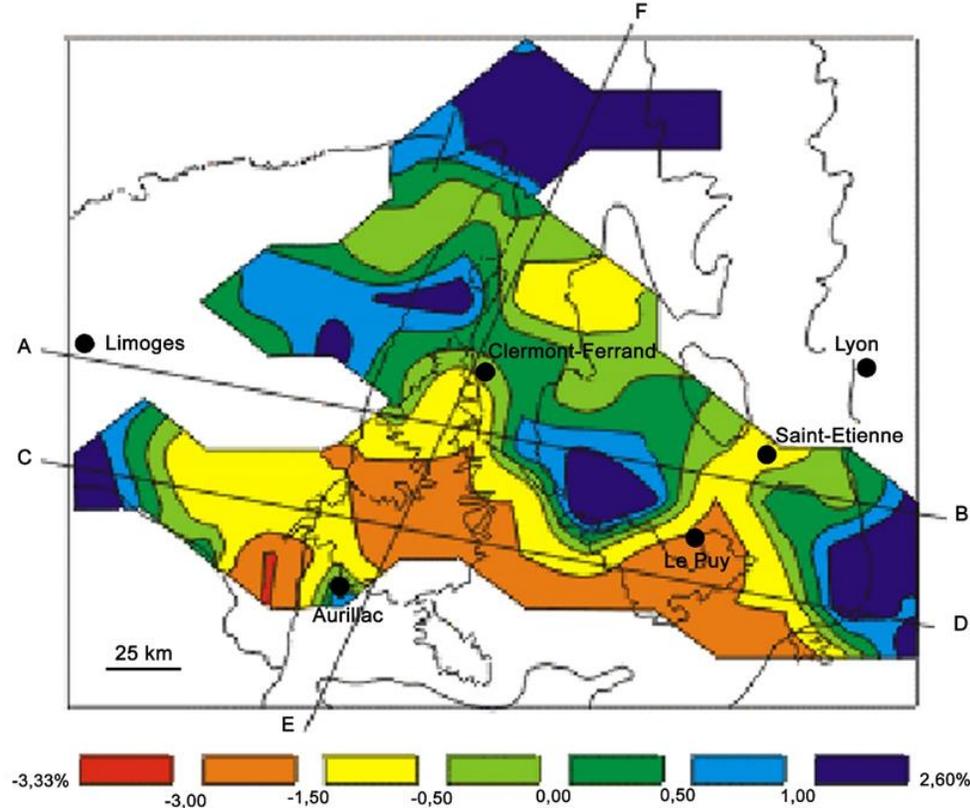
On peut remarquer la superposition parfaite de la remontée du LAB et de la zone affectée par la PVM ce qui suggère un lien étroit entre les deux phénomènes.

Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99

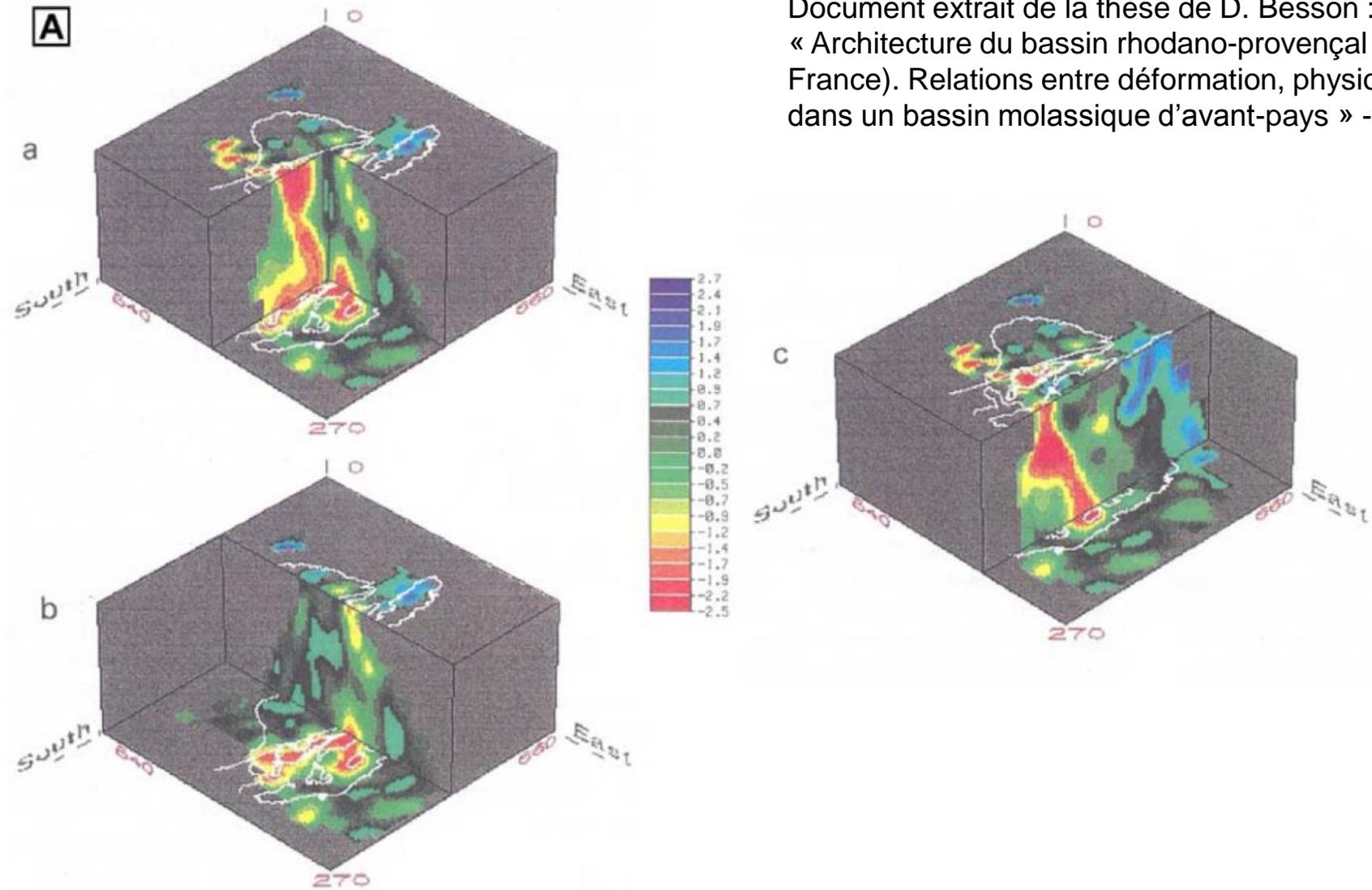
La tomographie sismique montre deux zones de faible vitesse sismique sous le Cantal et le Velay, entre 0 et 180 km de profondeur :

- une sous le Cantal, atteignant la surface,
- l'autre sous le Velay, bloquée dans la croûte.

Interprétation : zones de remontées de magma le long de fractures lithosphériques varisques, réactivées à l'Oligocène.



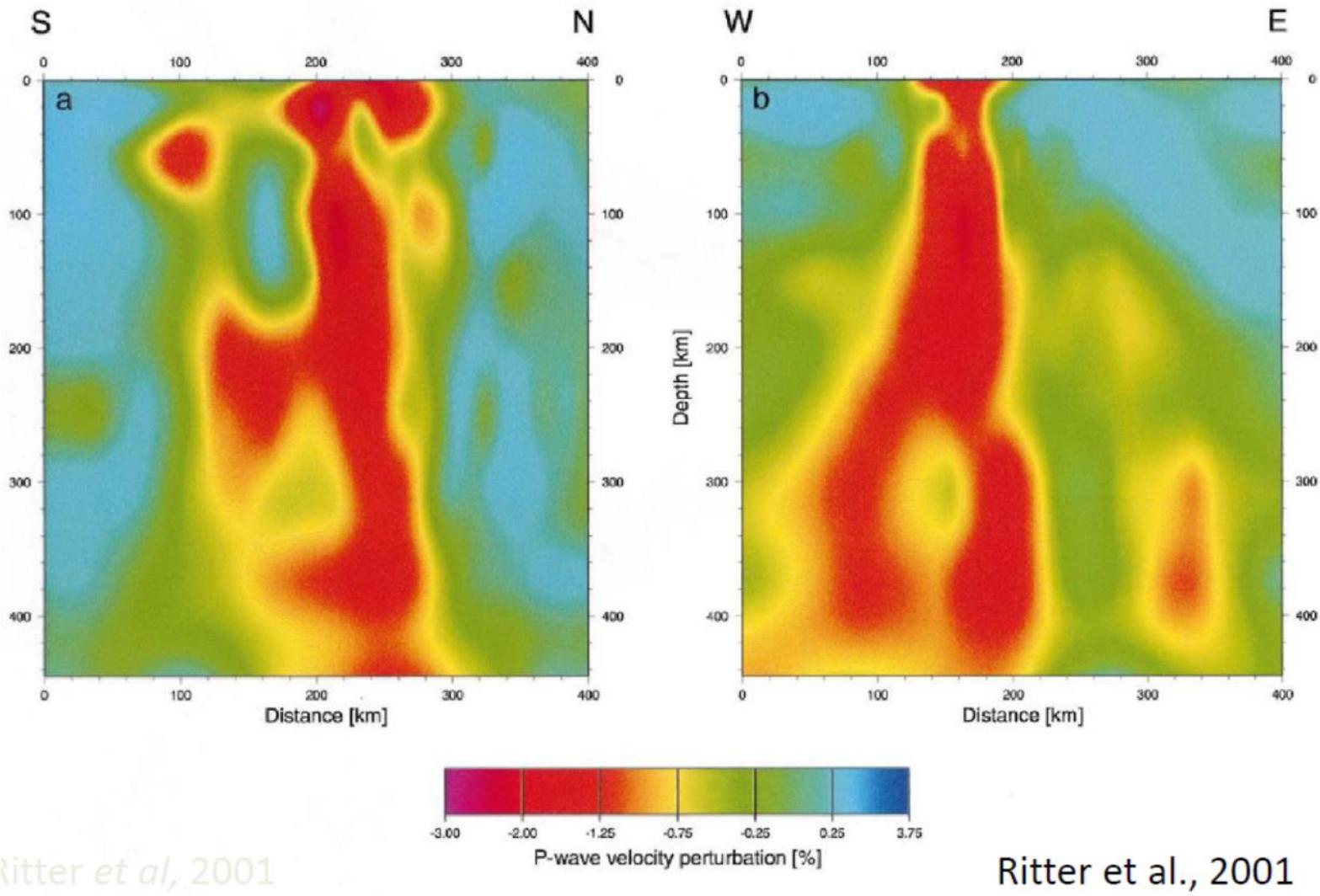
**Carte des variations (en %) de la vitesse des ondes sismiques P dans le manteau supérieur du Massif Central**



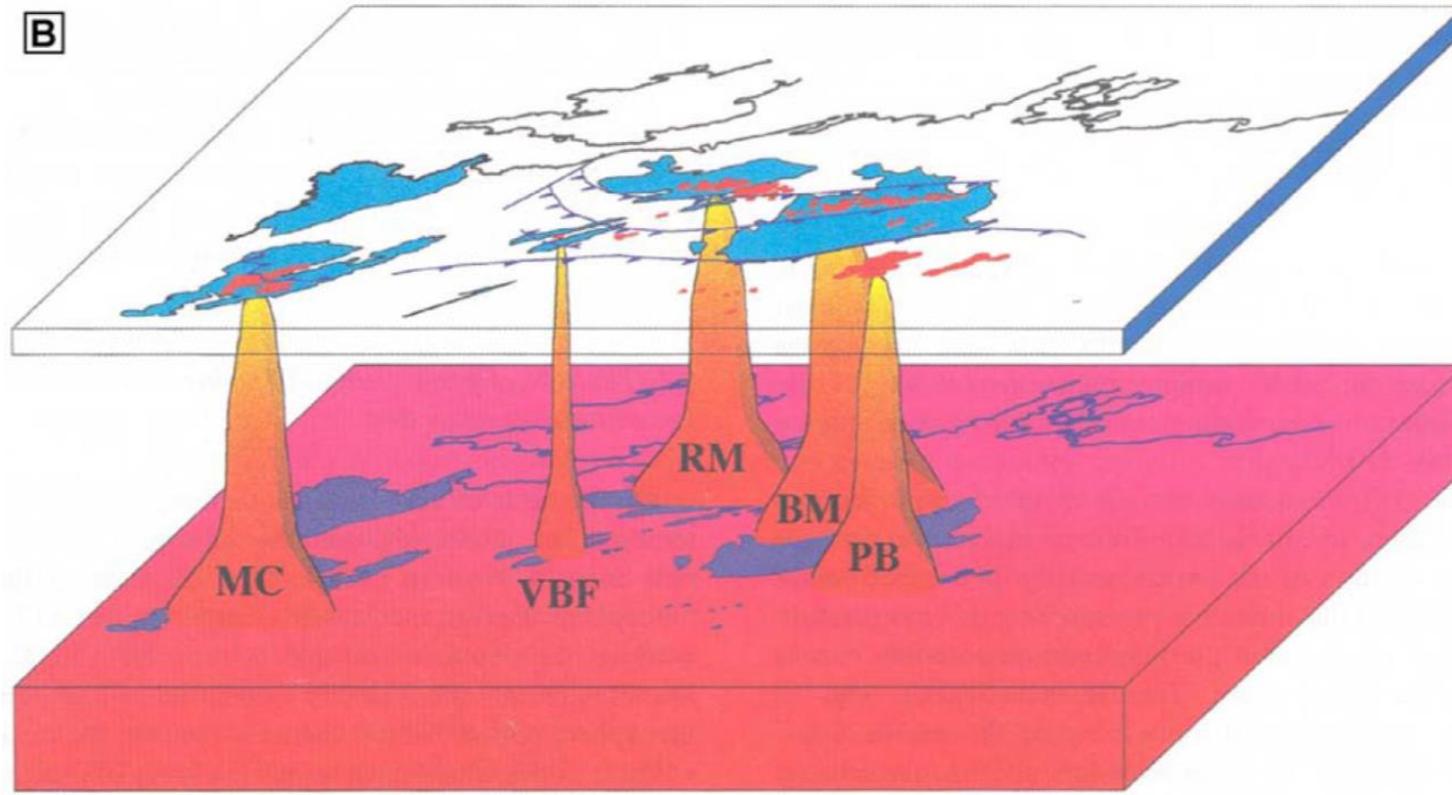
Document extrait de la thèse de D. Besson :  
 « Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays » - 2005

**Blocs-diagrammes 3D des anomalies de vitesse depuis la surface jusqu'à une profondeur de 270 km en dessous du Massif Central**

Les lignes blanches indiquent les contours tectoniques.



## Tomographie sismique sous l'Eifel



**Schéma représentant la remontée ou « upwelling » de petits diapirs mantelliques sous la lithosphère européenne depuis une couche située vers les 400 km de profondeur et présentant une anomalie thermique positive (sa température est supérieure de 200°C à celle du manteau ambiant)**

Extrait de la thèse de D. Besson : « Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays » - 2005

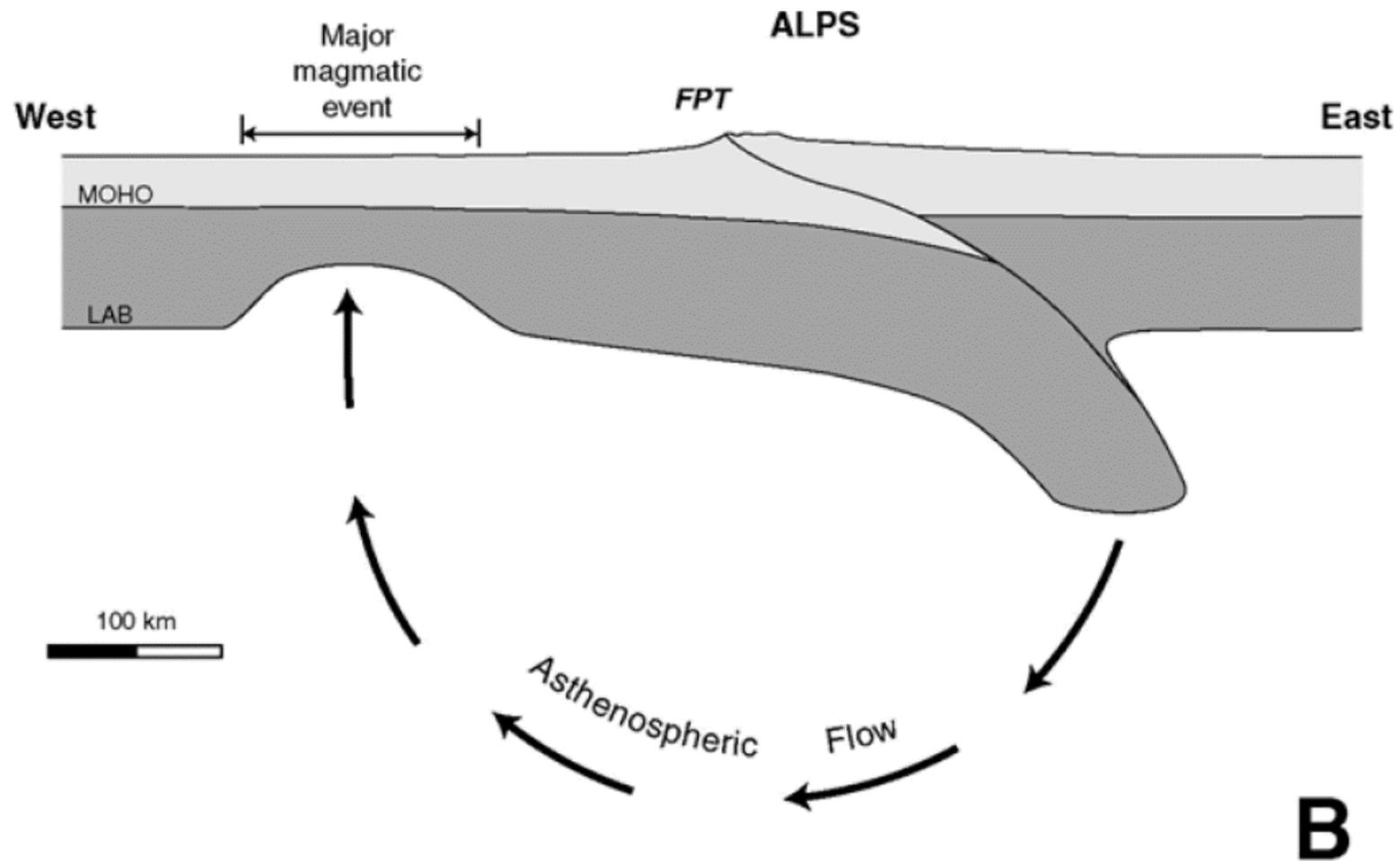


Schéma illustrant le rifting actif (= remontée de panaches volcaniques)

Extrait de la thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99

## 2- La phase volcanique majeure (PVM) et le rifting actif (hypothèse de panaches mantelliques)

La phase de volcanisme majeur (PVM) succède à la phase de volcanisme syn-rift. Elle s'étale entre -14 Ma et aujourd'hui (!) (dernières manifestations volcaniques de la Chaîne des Puys datées aux alentours de -6000 ans) . Elle s'expliquerait par un phénomène de « rifting actif » dont le scénario serait le suivant :

- ▶ La subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne se poursuit pendant tout l'Oligocène et le début du Miocène. Conséquence mécanique : la lithosphère européenne prend davantage de place dans l'asthénosphère. En même temps, les deux croûtes continentales entrent en collision ; se forme sous l'arc alpin une racine lithosphérique épaisse (150 à 200 km environ).
- ▶ Les événements précédents (subduction et formation de la racine lithosphérique épaisse) auraient induit dans le manteau asthénosphérique sous-jacent à comportement ductile un courant de matière, un « flux asthénosphérique » ; ce flux aurait été entraîné dans un premier temps en profondeur par la lithosphère européenne plongeante puis, dans un second temps, s'en serait séparé par une sorte de découplage au moment de la formation de la racine et de l'arrêt de la subduction. Ce découplage aurait eu lieu vers 400 km de profondeur. Là, devenu plus chaud donc plus léger, le flux de matière asthénosphérique serait ensuite remonté par convection vers la surface jusqu'à la base de la lithosphère voisine, sous le Massif Central (Cantal et Velay).
- ▶ Cet apport de chaleur sous la lithosphère aurait généré une « érosion thermo-mécanique » de la limite lithosphère-asthénosphère (remontée du LAB).
- ▶ Il s'en serait suivi une fusion partielle du manteau asthénosphérique et peut-être aussi de la lithosphère, des remontées de magmas et un bombement, une surrection de l'ensemble du Massif central.

⇒ Ce « rifting actif » serait par conséquent toujours lié à la formation des Alpes.

## Remarques :

- La remontée du flux asthénosphérique ne se ferait pas telle une lame unique depuis les Alpes mais semblerait plutôt correspondre à des « chenaux » de fluage à l'origine de petits diapirs mantelliques, un diapir mantellique par graben manifestant une activité volcanique.
- Dans le Massif Central, le Massif Rhénan et en Bohême, la surrection se poursuit et les dernières éruptions sont récentes, quaternaires. Ces deux constatations suggèrent que les remontées diapiriques sous ces massifs sont toujours actives !

Pour cette phase de volcanisme majeur du Massif Central, on parle de « rifting actif » mais on ne peut pas parler véritablement de « point chaud » et cela pour trois raisons principales :

- un point chaud de type Hawaï prend naissance très profondément dans la Terre, à la limite Manteau-Noyau (2900 km et on parle alors de panache primaire ou de type 1) ou à la limite Manteau supérieur-Manteau inférieur (670 km et on parle de panache secondaire ou de type 2) mais pas à 400 km de profondeur.
- les dimensions d'un point chaud sont importantes : en moyenne, 500 km de diamètre à la base de la lithosphère ! Ici, le panache mantellique ascendant sous le Massif Central (Cantal et Velay) aurait seulement un diamètre de l'ordre de 200 km. Pour expliquer l'étendue de tout le magmatisme de la PVM en Europe, depuis le Massif Central jusqu'en Bohême, il faudrait imaginer un point chaud d'un diamètre supérieur à 1000 km qui aurait alors produit beaucoup plus de volcanisme qu'on ne l'observe.
- enfin, la chronologie relative des différents événements liés à la PVM ne colle pas non plus avec l'hypothèse d'un point chaud classique de type Hawaï où le bombement et le volcanisme sont précoces et contemporains et suivis d'une phase d'extension radiale (formation de grabens) alors que dans le cas du Massif Central, l'enregistrement sédimentaire oligocène dans les bassins syn-rift (Limagne, Aurillac...) a précédé le bombement et le volcanisme.

Maintenant, la question qui demeure en suspens est la suivante : n'y a-t-il pas au-dessous des petits « diapirs » alimentant le volcanisme du ROE, un panache secondaire voire un panache primaire plus profond, important et chaud, ce panache réchauffant par le dessous les diapirs situés au-dessus ?

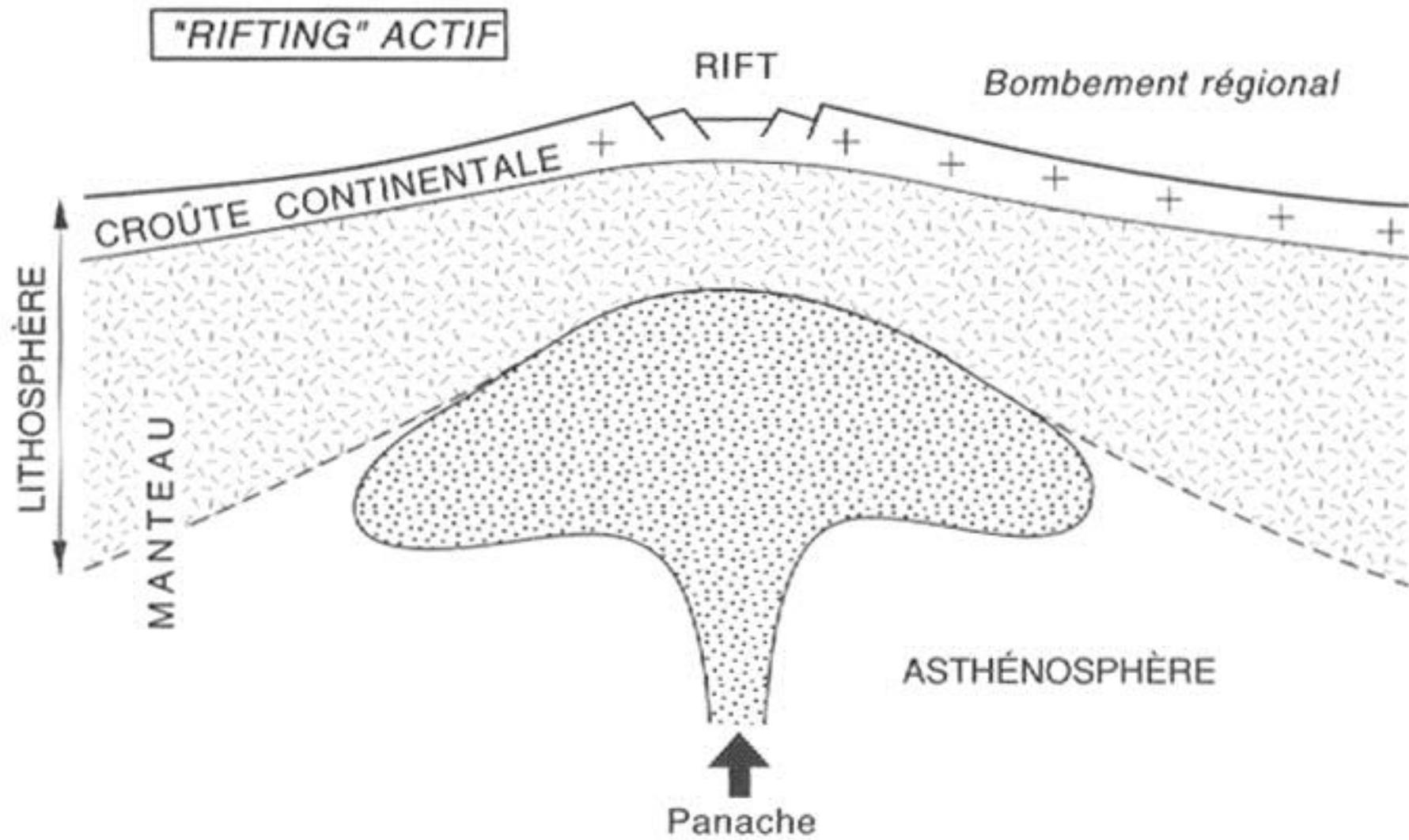
# Le rifting actif

**C'est la remontée active d'un « diapir » d'asthénosphère ductile et chaude qui est le facteur déclenchant, le « *primum movens* » de ce rifting.**

1. Il y a d'abord **ascension active du diapir asthénosphérique**. Il remonte activement vers la surface parce qu'il est ductile et surtout très chaud : il se comporte comme un véritable panache de chaleur. L'origine de ce panache de chaleur se situerait profondément à l'intérieur du globe, peut-être à la limite manteau inférieur – manteau supérieur (vers 670 km de profondeur), peut-être à la limite Noyau – Manteau (couche D”).
2. Au cours de cette ascension, **la péridotite du panache asthénosphérique fond partiellement** par décompression adiabatique . En même temps, cette remontée produit un **bombement de la lithosphère rigide**.
3. La lithosphère se faille et le magma basaltique produit par la fusion partielle de la péridotite mantellique peut alors atteindre la surface par fracturation hydraulique du manteau puis par le réseau des failles listriques et normales. **Il y a manifestation du volcanisme**.
4. Ce n'est qu'ensuite que le rift s'élargit et s'approfondit et recueille la sédimentation.

**Dans le cas d'un rifting actif, la sédimentation est tardive, postérieure au volcanisme.**

Cette remontée serait responsable de la formation d'un bombement lithosphérique par dilatation due à la chaleur, induisant un glissement gravitaire de la croûte sur les flancs du bombement et une fracturation intense par extension sur sa crête.



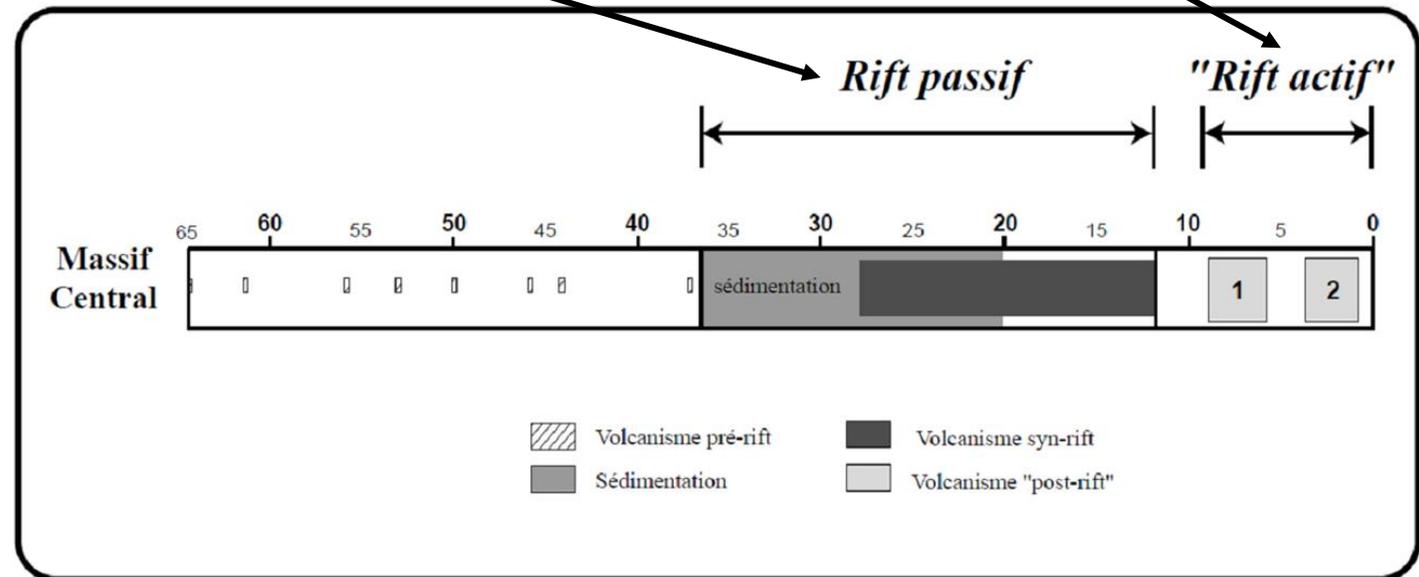
# Synthèse

Cause : subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne à partir de l'Eocène et pendant l'Oligocène  
Conséquences : étirement tectonique de la plaque européenne et formation des grabens péri-alpins du ROE

Cause : fin de la convergence - formation de la racine lithosphérique de l'arc alpin  
Conséquences : flux asthénosphérique et remontée de diapirs mantelliques à partir de 400 km de profondeur - surrection du Massif Central (**voir encadré rouge**)

Au Priabonien (fin de l'Eocène – 34 Ma) et pendant tout l'Oligocène, une communication marine entre le Bassin Provençal et les grabens du Puy, de Limagne et de Bresse est établie par le passage du Velay. Mais dès le Miocène inférieur (Aquitarien – 23 Ma), elle cesse du fait de la surrection des Cévennes ; désormais, les Limagnes et le graben du Forez ne communiqueront plus qu'avec le Bassin Parisien.

NB : La surrection des Cévennes pourrait être également liée à la formation du rift algéro-provençal par épaulement de sa bordure Ouest (Golfe du Lion).



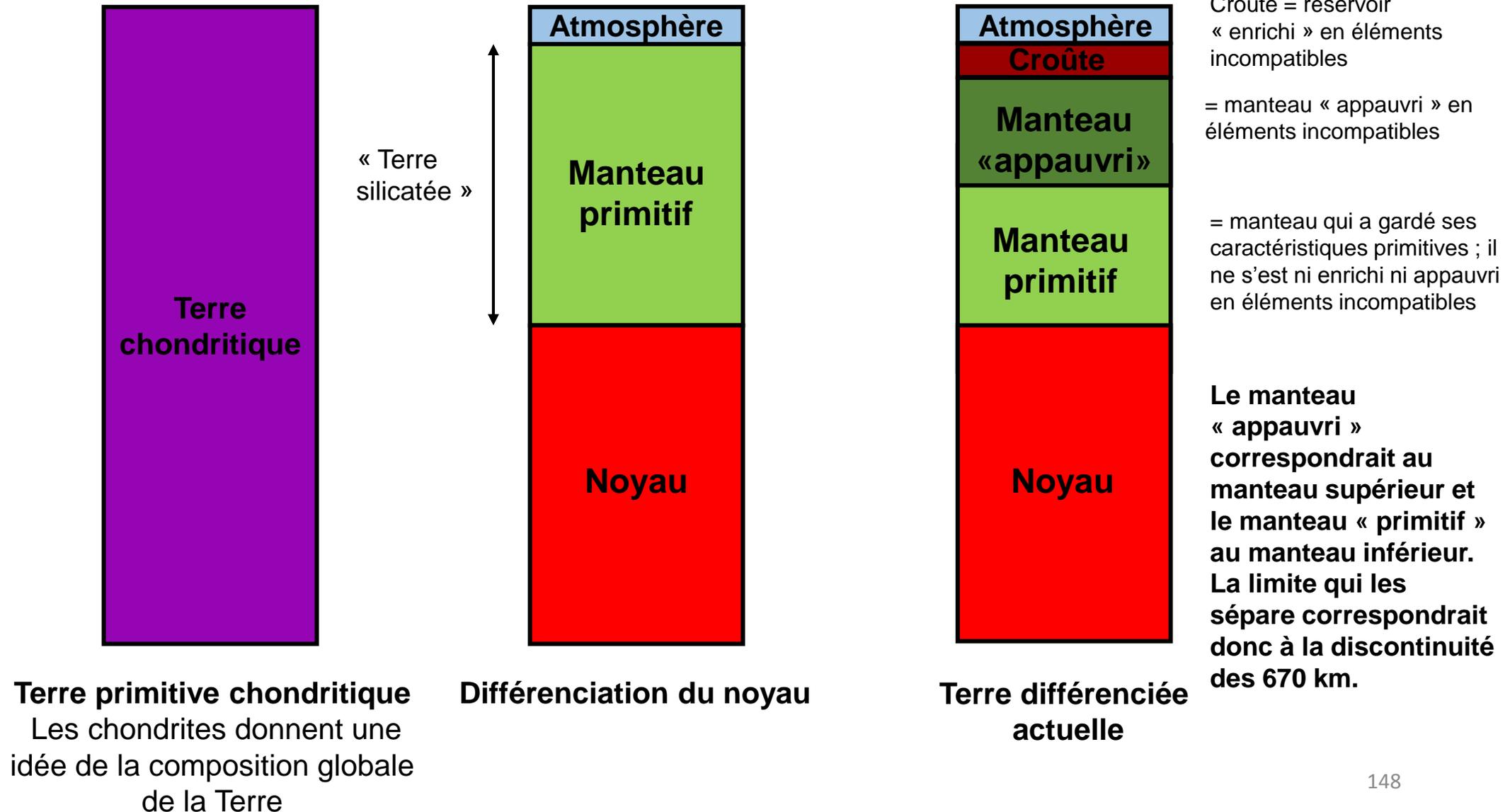
VI.

# Documents supplémentaires

Existe-t-il ce panache mantellique chaud sous les 400 km ?

# Préalable : origine des points chauds

C'est une partie du manteau primitif qui a donné naissance à la croûte et au manteau supérieur tel que nous le connaissons aujourd'hui. Et la croûte n'a pu être extraite de ce manteau dit « primitif » que par fusion partielle.

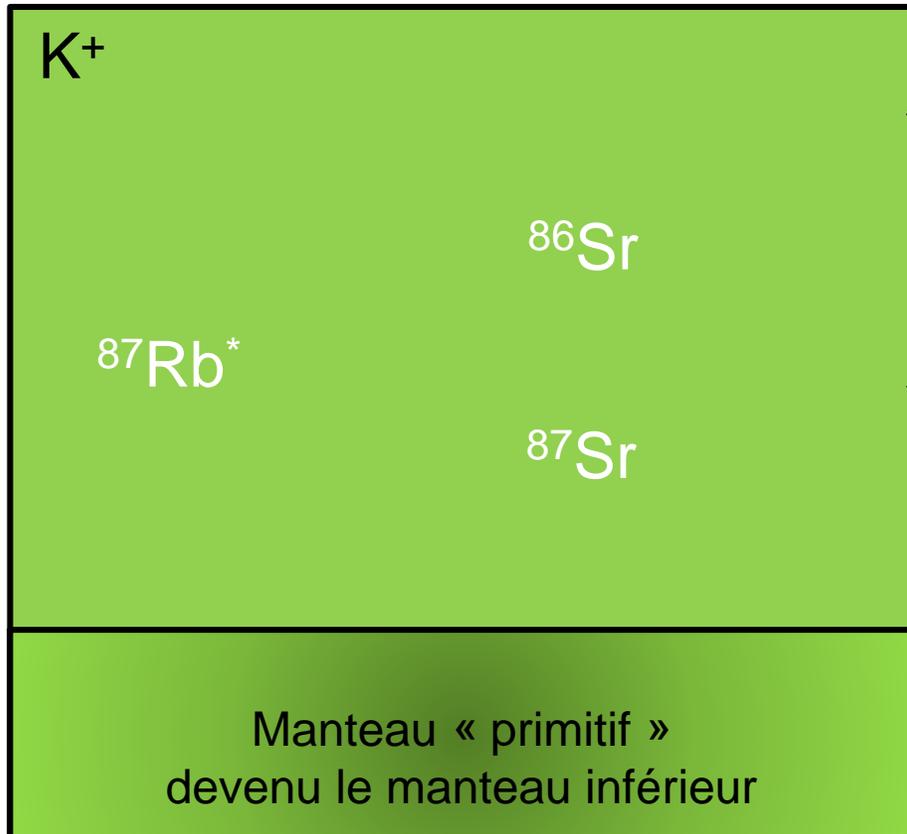


## Rappel de chronologie absolue !

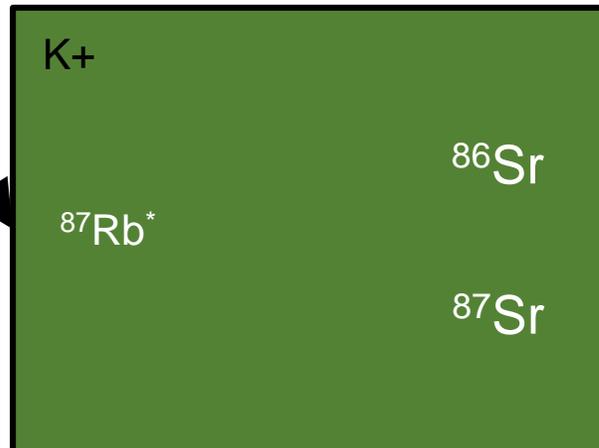
$^{87}\text{Rb}$  radioactif  $\rightarrow$   $^{87}\text{Sr}$  radiogénique.

### Données :

- le Rb est plus incompatible que le Sr.
- Il n'y a pas de fractionnement des isotopes d'un même élément chimique.



Manteau « appauvri »  
devenu le manteau supérieur



On voit bien que dans la croûte, le rapport  $^{87}\text{Rb}^*/^{86}\text{Sr}$  augmente.

Inversement, il diminue dans le manteau « appauvri ».

$^{87}\text{Rb}^*/^{86}\text{Sr}$  croûte  $>$   $^{87}\text{Rb}^*/^{86}\text{Sr}$  manteau supérieur

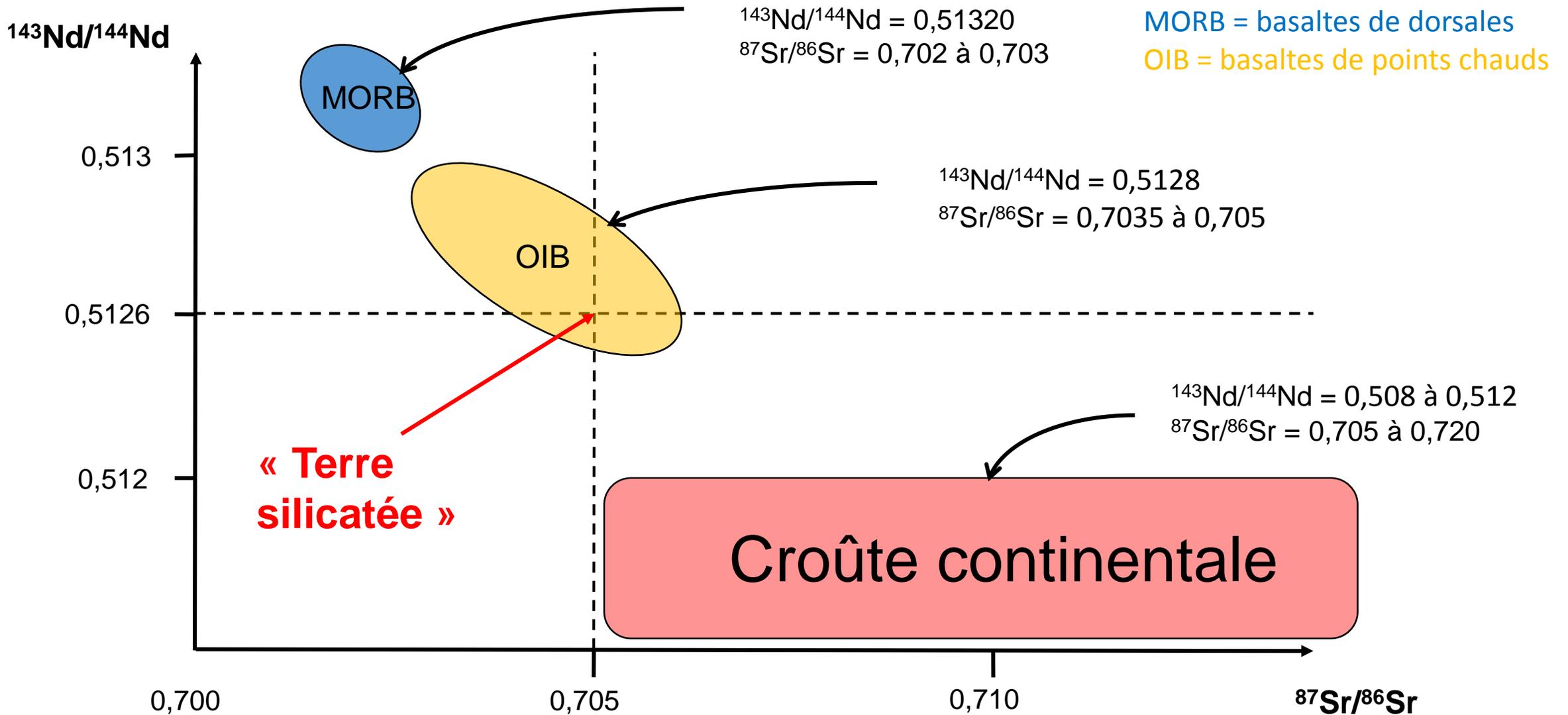
Puis avec le temps, le  $^{87}\text{Rb}^*$  se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$ .

Conséquence : le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la croûte sera supérieur au rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du manteau « appauvri ».

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moyen de la croûte : 0,712

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du manteau « appauvri » ou manteau supérieur = 0,7025

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moyen du manteau inférieur : 0,705



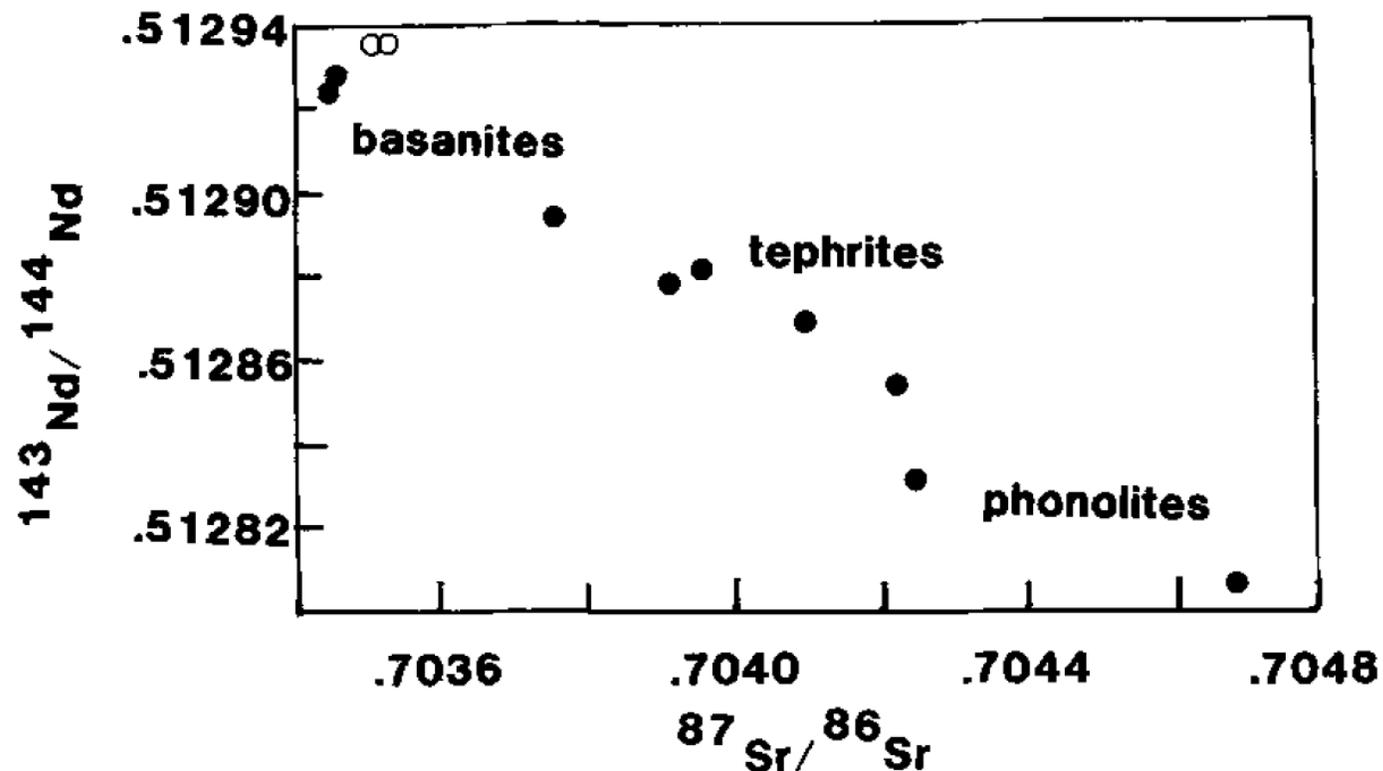
Les MORB ont un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pratiquement identique à celui du manteau supérieur et les OIB un rapport très voisin de celui du manteau inférieur.

Les MORB seraient donc issus du manteau supérieur.

Le fait que le champ des OIB soit centré autour de la composition moyenne de la « Terre silicatée » est un argument en faveur de leur origine à partir du manteau inférieur. Mais pourquoi alors une si large distribution ?

Arguments en faveur d'un point chaud sous le Cantal : premier argument

FIG. 7.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  for undersaturated volcanics of Cantal (filled circles). Data shown are for basanites, tephrites and phonolites (Downes, 1984).  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  decreases and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  increases with increasing fractionation, indicating progressive assimilation of crustal material. Puy Griou and Griounot phonolites (open circles) have  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratios within error of those of uncontaminated basanites from Cantal.

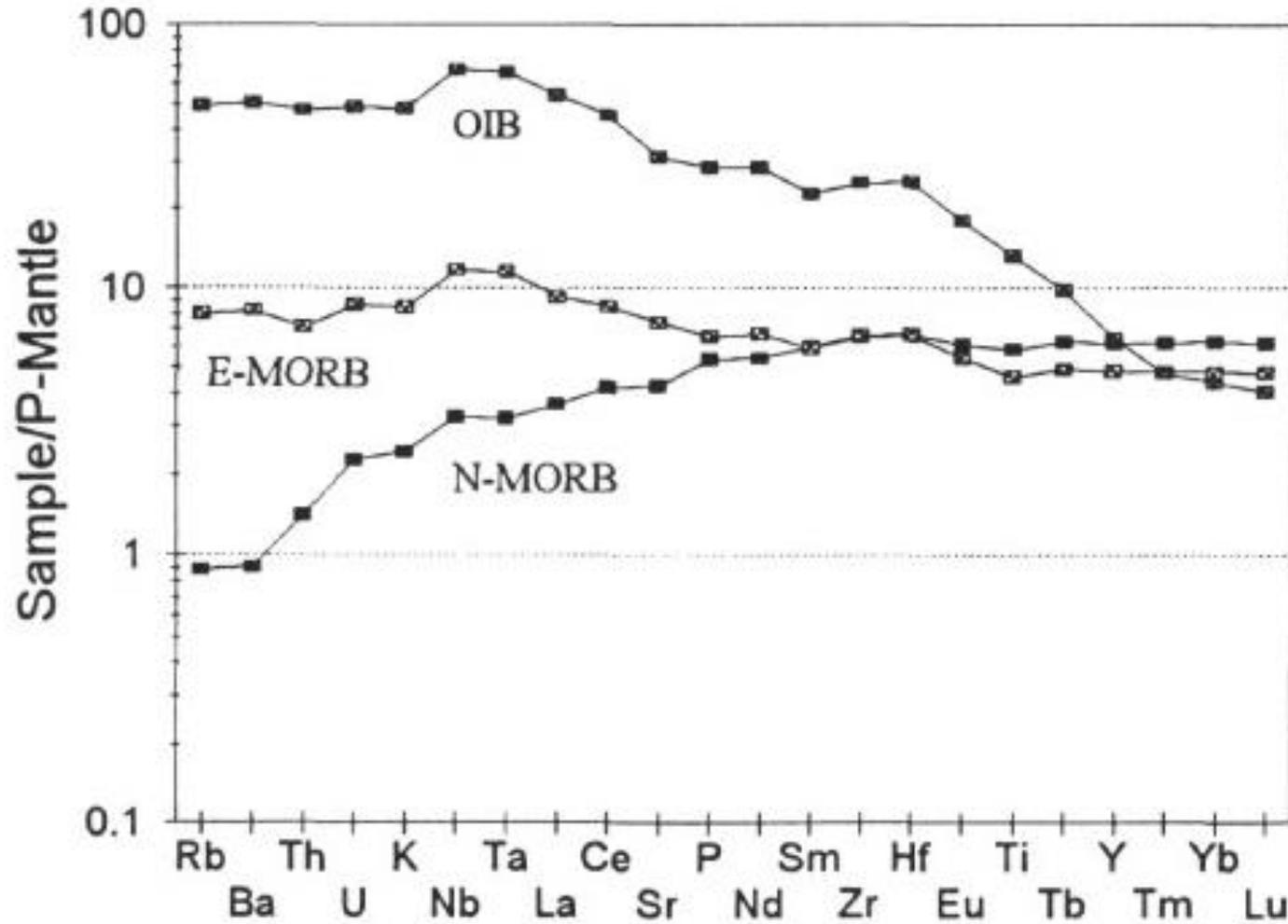


Les basanites, roches les moins différenciées de la série sous-saturée, donc proches chimiquement de leur source, présentent un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  voisin de 0,7034 donc de celui des OIB (voir diapositive précédente).

**C'est un argument de poids qui va dans le sens de l'existence d'un point chaud sous la limite des 400 ou 670 km de profondeur.**

Arguments en faveur d'un point chaud sous le Cantal : autre argument

**Diagramme  
multiélémentaire  
en éléments  
traces normalisé  
au manteau  
primitif**



éléments les plus incompatibles

éléments les moins incompatibles

**Ordre d'incompatibilité décroissante**

## Conclusion

Les MORB, pauvres en éléments incompatibles, ont pour origine le manteau « appauvri » correspondant au manteau supérieur ; et les OIB, plus riches en ces mêmes éléments, le manteau « enrichi » ou manteau inférieur.

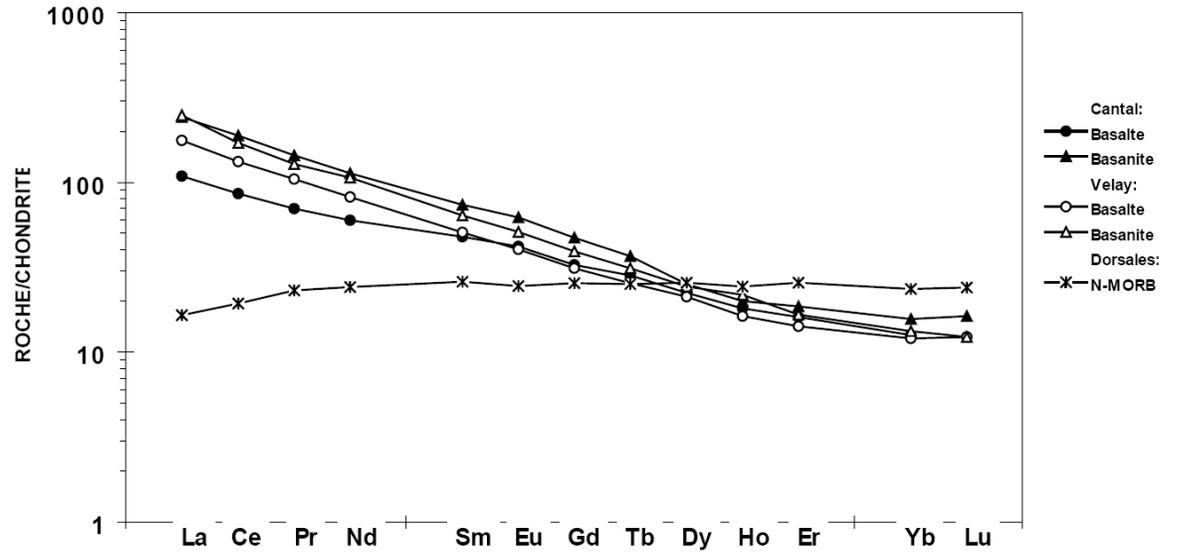
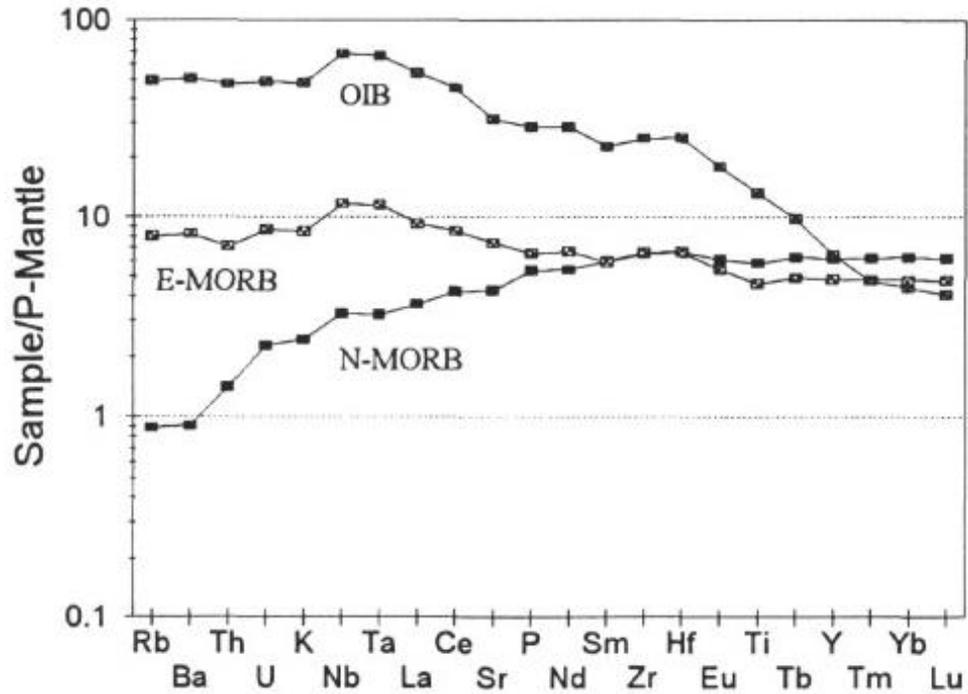


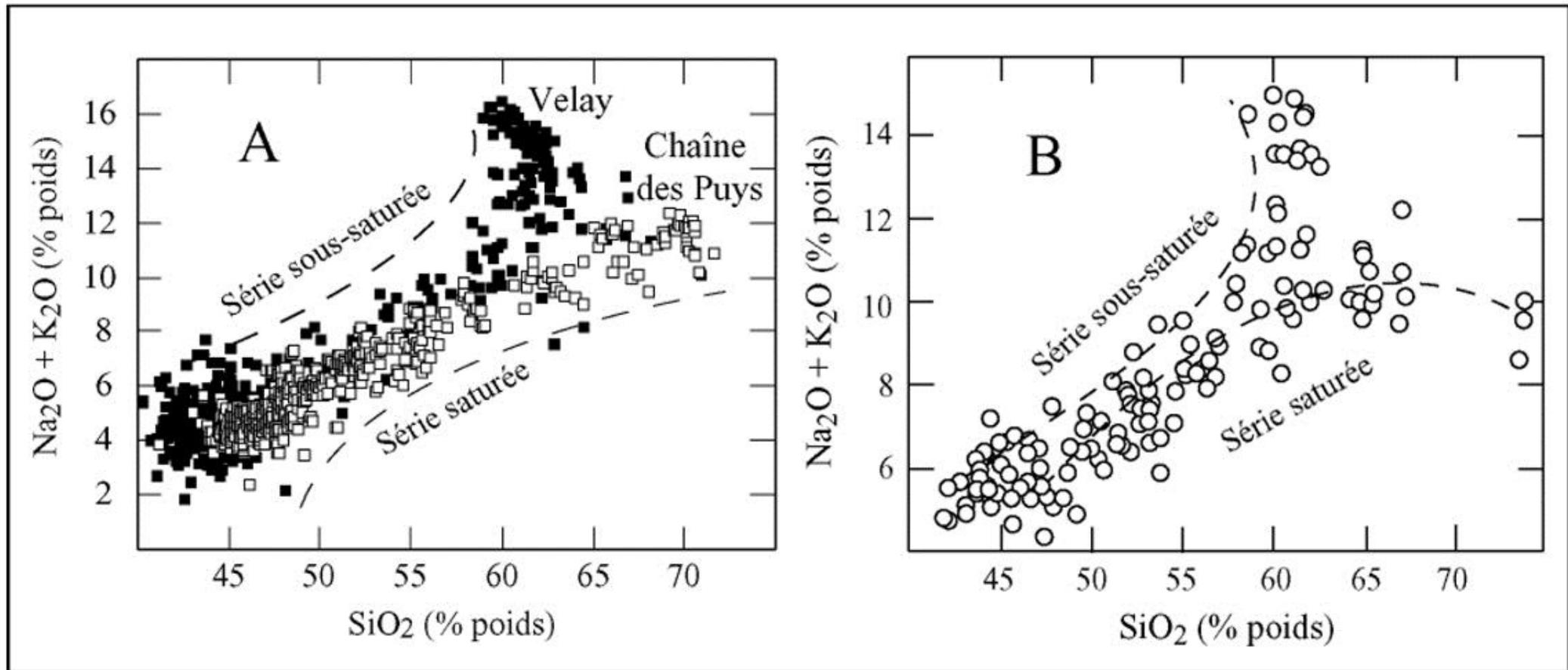
Figure 5 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) représentatifs des basaltes alcalins et basanites des massifs du Cantal et du Velay. Comparaison avec le spectre moyen d'un basalte de ride médio-océanique de type « appauvri » (dit encore « MORB normal » ou « N-type MORB ») (d'après Hofmann, 1988).

On notera « l'enrichissement » en terres rares légères (pente négative du spectre) des quatre laves alcalines, qui s'oppose à l'appauvrissement (pente positive) des N-type MORB. De même, les spectres des laves alcalines présentent un « fractionnement » marqué entre terres rares lourdes, tandis que le spectre du N-type MORB apparaît presque parfaitement plat entre Gd et Lu. On notera enfin une augmentation des teneurs en terres rares légères des basaltes vers les basanites dont rend partiellement compte une diminution du taux de fusion partielle.

On constate que le spectre des terres rares normalisés aux chondrites des basaltes et basanites du Cantal ressemble beaucoup au spectre des OIB (enrichissement en terres rares légères) ; il est très différent de celui des MORB.

**C'est un autre argument fort en faveur de l'existence d'un point chaud sous le Cantal.**

Un ou deux réservoirs magmatiques en profondeur ?



**Variations de la teneur en alcalins en fonction des teneurs en silice pour :**  
**A- une série sous-saturée (Velay) et une série saturée (Chaîne des Puys)**  
**et B- les deux séries magmatiques des Monts Dore**

Document extrait de la thèse de S. Jannot : « GENÈSE ET ÉVOLUTION DES MAGMAS PRIMITIFS DE LA CHAÎNE DES PUY (MASSIF CENTRAL) : UNE APPROCHE PAR L'ÉTUDE DES INCLUSIONS MAGMATIQUES » - Thèse Clermont-Ferrand – 2005

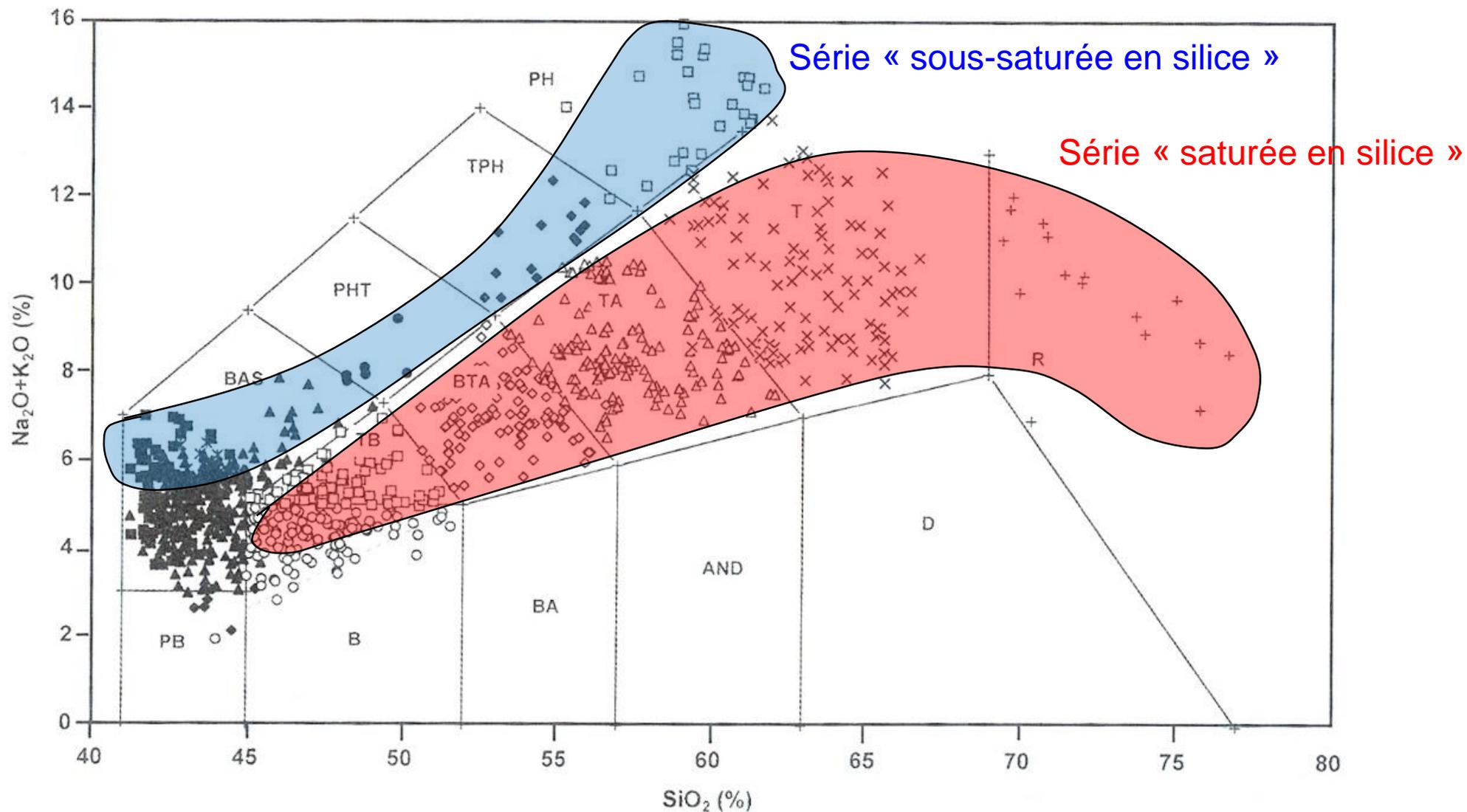


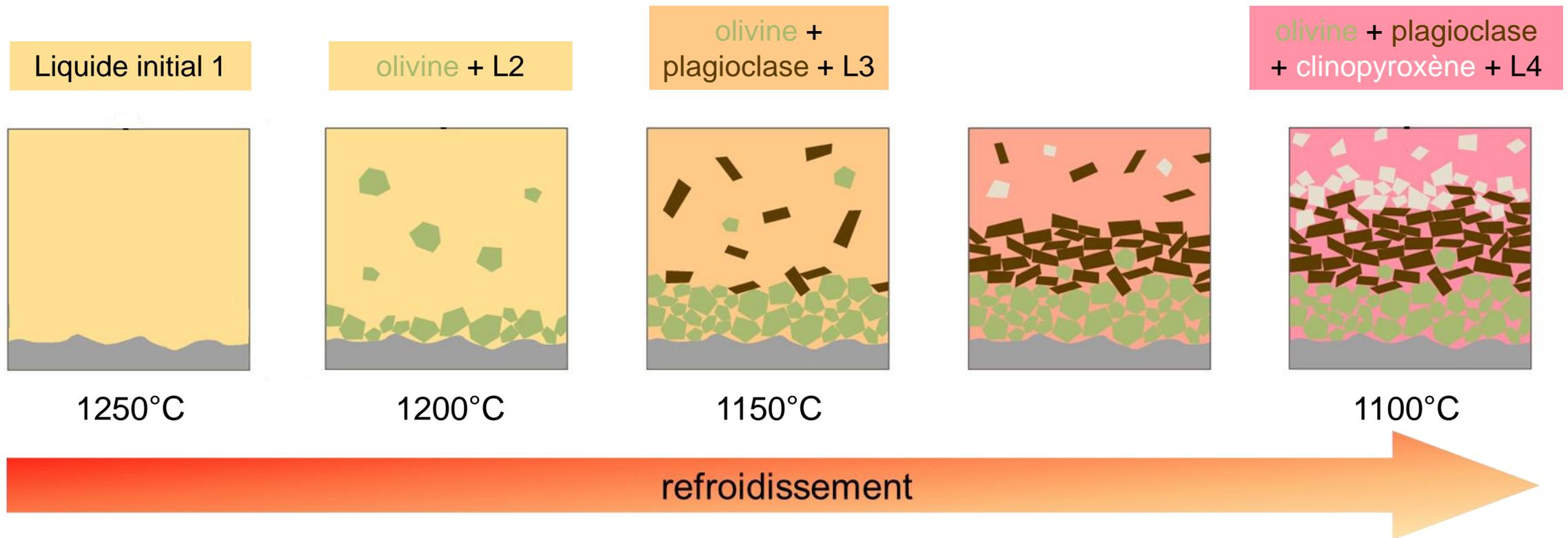
Diagramme  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Le Maitre et al., 1989) pour les laves du volcan cantalien

P - champ des micro-basaltes ; B - champ des basaltes alcalins ; BA - champ des andésites basaltiques ; AND - champ des andésites ; D - champ des dacites ; R - champ des rhyolites ; BAS - champ des basanites ; TB - champ des trachybasaltes (hawaiites et absarokites) ; BTA - champ des trachyandésites basaltiques (mugéarites et shoshonites) ; TA - champ des trachyandésites (benmoréites et latites) ; T - champ des trachytes ; PHT - champ des téphrites phonolitiques ; TPH - champ des phonolites téphritiques ; PH - champ des phonolites

On peut penser que chaque série se différencie à partir d'une source propre. Il existerait donc sous le Cantal deux sources magmatiques.

Ce point de vue n'est pas partagé par tous les géologues. Pour certains, les différences entre les deux lignées sont minimales et pourraient s'expliquer autrement.

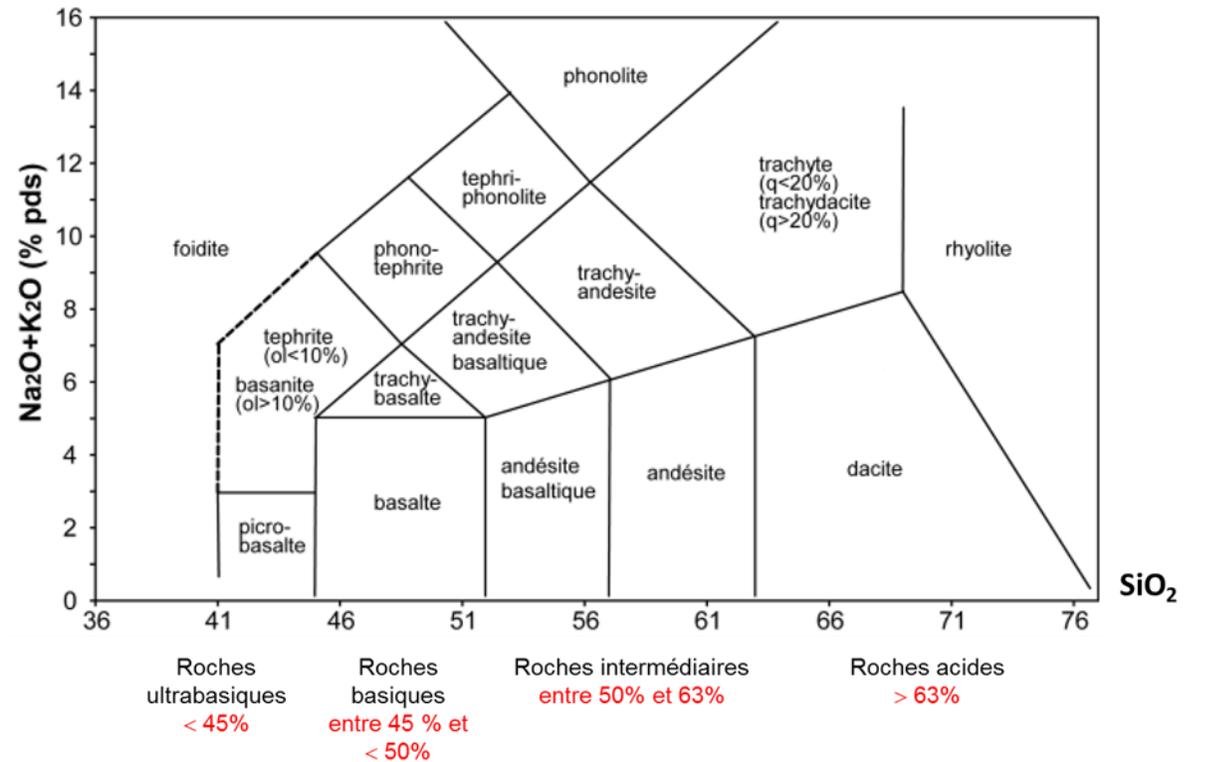
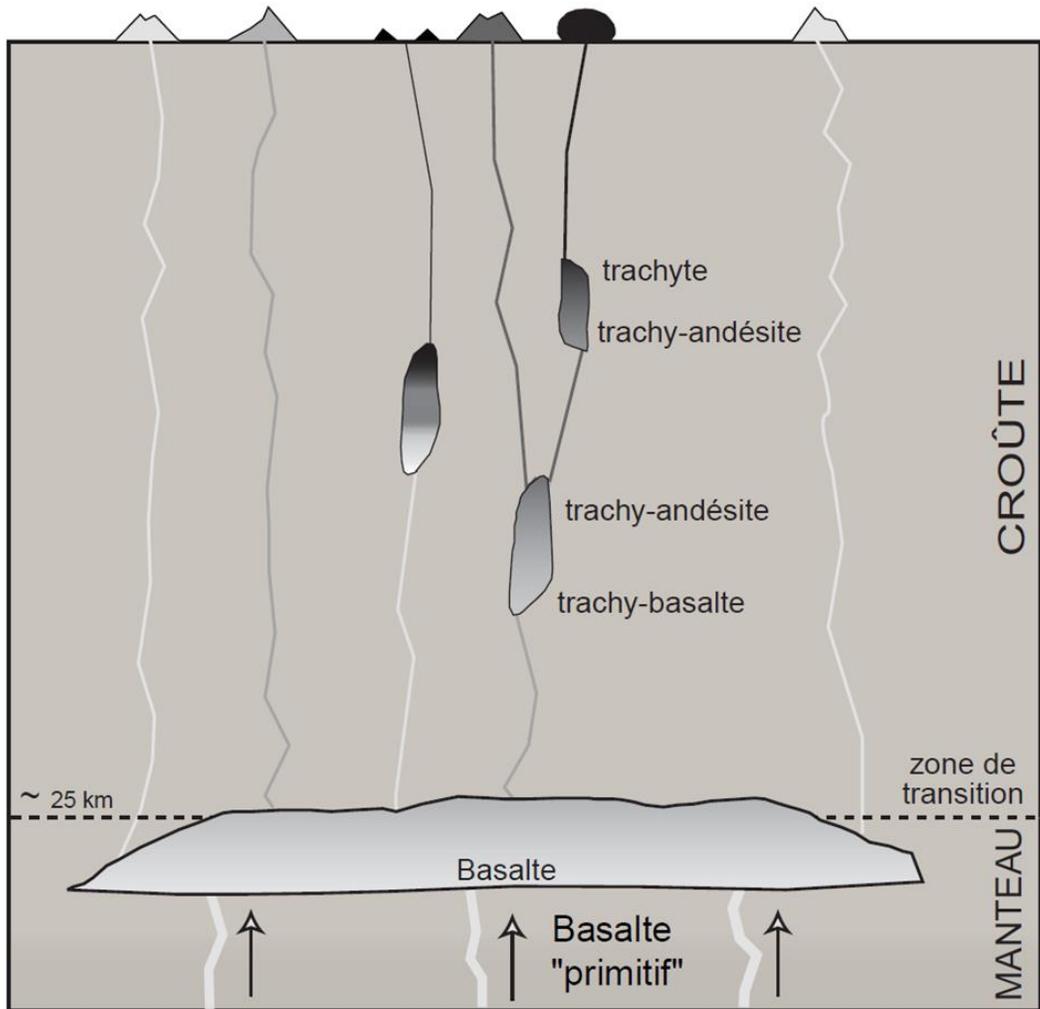
# La cristallisation fractionnée et la notion de série volcanique



## Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique dans une chambre magmatique

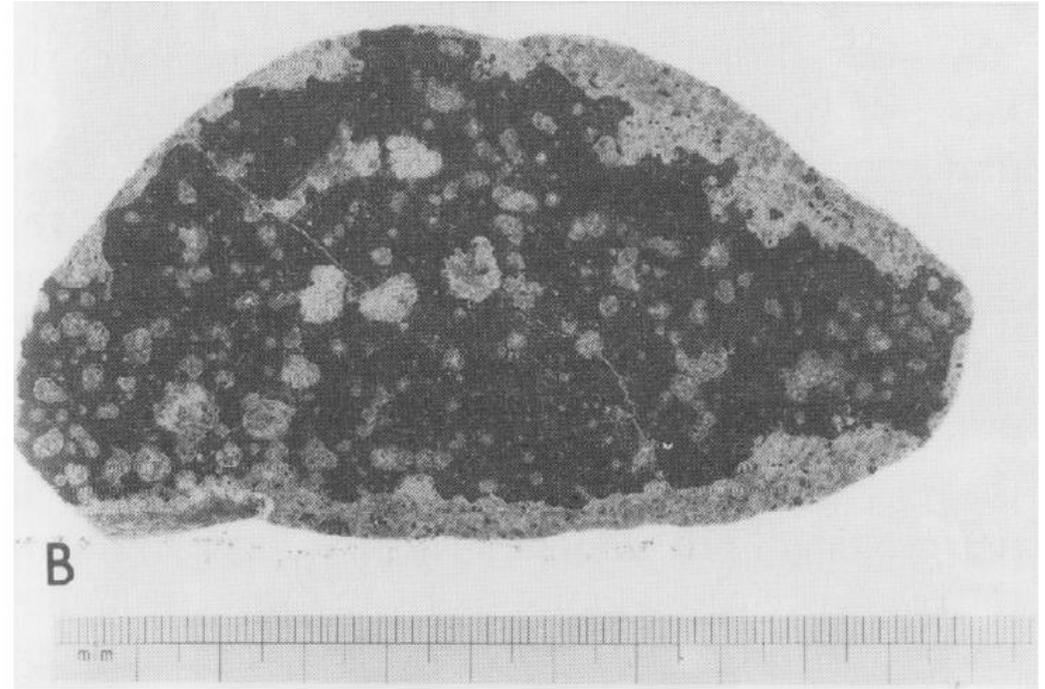
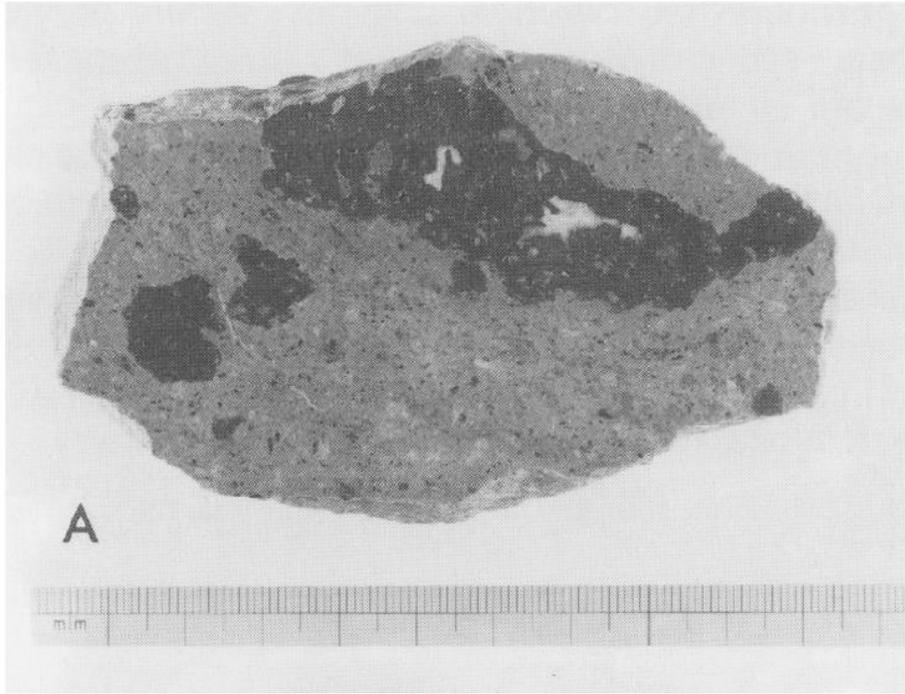
Si un processus physique sépare les cristaux solides des liquides (sédimentation) et si une petite fraction (supposée constante) de ces liquides est extraite et émise en surface, ils formeront une série volcanique comportant des quantités décroissantes des liquides de L1 à Ln, de moins en moins magnésiens et calciques et de plus en plus riches en silice et en éléments incompatibles ( $\text{Na}^+$  et surtout  $\text{K}^+$ ) non intégrés par l'olivine, les plagioclases et les pyroxènes.

D'après la fiche 205 de « Mémo visuel de Géologie » de Y. Lagabrielle, R. Maury et M. Renard - 2013 – Collection DUNOD



**La cristallisation fractionnée, mécanisme essentiel à l'origine de la variété des roches volcaniques du Cantal**

# Mélanges magmatiques

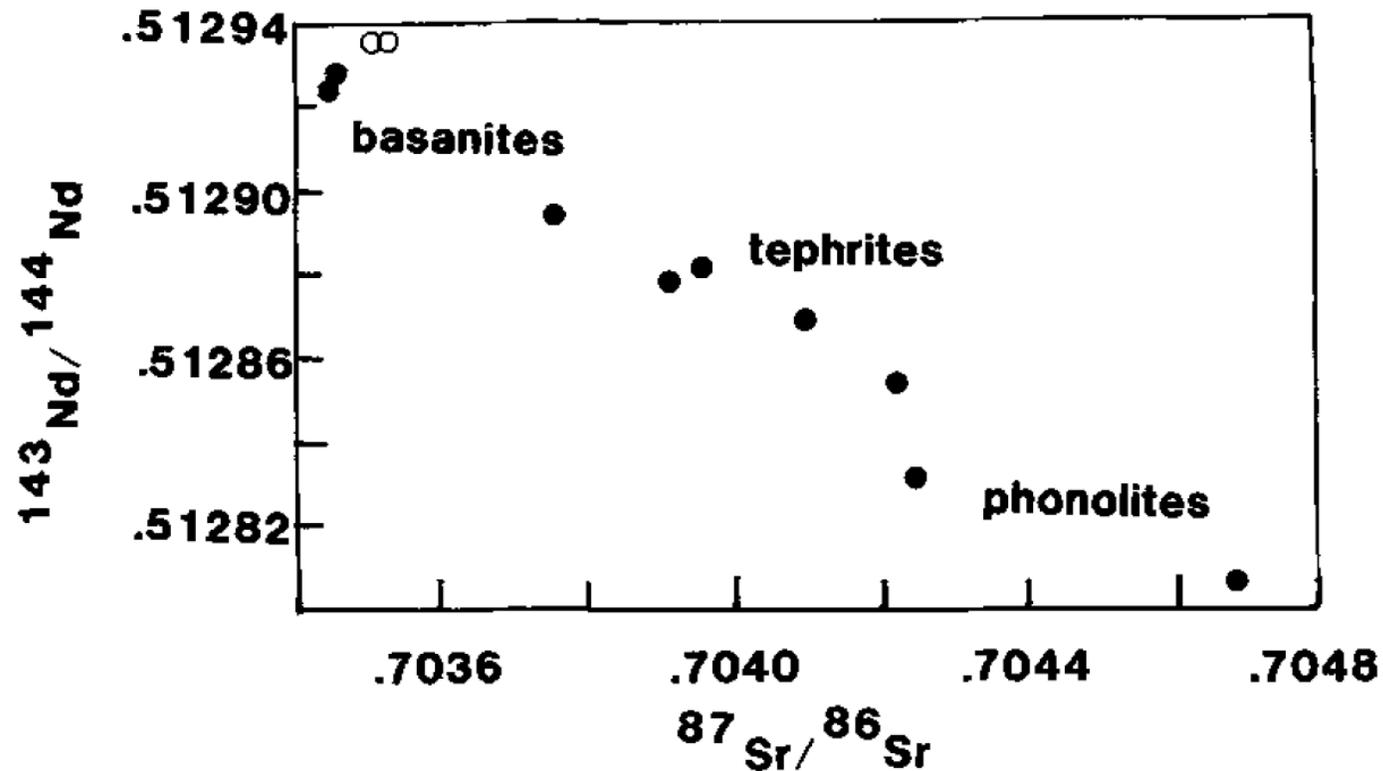


### **Photographies de phonolites montrant des mélanges magmatiques**

A. Griounot : les inclusions sombres ont une composition de téphrite basique ; l'hôte gris est de la phonolite.  
Remarque : ce qui est blanc est de la calcite.

B. Puy Griou : émulsion de globules clairs de phonolite dans une pâte sombre de téphrite.

FIG. 7.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  for undersaturated volcanics of Cantal (filled circles). Data shown are for basanites, tephrites and phonolites (Downes, 1984).  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  decreases and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  increases with increasing fractionation, indicating progressive assimilation of crustal material. Puy Griou and Griounot phonolites (open circles) have  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratios within error of those of uncontaminated basanites from Cantal.



La série sous-saturée menant des basanites aux phonolites montre une augmentation régulière du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ce qui est conforme à une différenciation par cristallisation fractionnée.

Mais le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des termes les plus différenciés (= phonolites) reste relativement bas ce qui exclut une contamination crustale.

En revanche, la série saturée a subi cette contamination.

