Flux de chaleur, production de chaleur et évolution géodynamique récente du Massif Central français

Francis Lucazeau

▶ **To cite this version:**

Francis Lucazeau. Flux de chaleur, production de chaleur et évolution géodynamique récente du Massif Central français. Géophysique [physics.geo-ph]. Université des Sciences et Techniques du Languedoc; Montpellier II, 1981. Français. NNT : . tel-01813151

HAL Id: tel-01813151
https://hal.science/tel-01813151

Submitted on 12 Jun 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur 3ème Cycle de
TECTONIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

FLUX DE CHALEUR, PRODUCTION DE CHALEUR ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE RECENTE DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

par

Francis LUCAZEAU

Soutenue le 10 Juillet 1981 devant la Commission d'Examen.

JURY :

P.	LOUIS	Président
G.	VASSEUR	Rapporteur
F.	ALBAREDE	
C.	DUPUY	
F.	PROUST	

ATELIER DUPLICATION
– U.S.T.L. –

REMERCIEMENTS

A tous, merci !

SOMMAIRE

page

INTRODUCTION

Première partie : DONNÉES DU FLUX DE CHALEUR

INTRODUCTION

1 - LE FLUX DE CHALEUR EN DOMAINE CONTINENTAL 3

Relations entre le flux de chaleur et l'âge de la lithosphère
Relations entre le flux de chaleur et l'épaisseur crustale
Relations entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface
Interprétation du flux de chaleur en domaine continental

2 - LES PHENOMENES PERTURBATEURS 7

Circulations d'eau superficielles
Erosion et sédimentation
Effets des topographies accidentées
Variations de la température du sol

3 - DONNEES DU FLUX DE CHALEUR DANS LE MASSIF CENTRAL 10

CONCLUSIONS 12

Deuxième partie : DONNÉES DE LA PRODUCTION DE CHALEUR

INTRODUCTION 15

1 - REPARTITION DES SOURCES DE CHALEUR DANS LA CROUTE CONTINENTALE 15

Généralités
Localisation des éléments radioactifs dans les roches

2 - LA FORMATION DE LA CROUTE DU MASSIF CENTRAL 17

La période anté-hercynienne
l'Orogène hercynien

3 - LA PRODUCTION DE CHALEUR DES ROCHES DE SURFACE DANS LE MASSIF CENTRAL 20
Production de chaleur de l'encaissant métamorphique
Production de chaleur des massifs granitiques
Conclusions

4 - REPARTITION VERTICALE DE LA PRODUCTION DE CHALEUR DANS LE MASSIF CENTRAL 26

Nature de la croûte inférieure d'après les données pétrologiques
Production de chaleur de la croûte inférieure
Structure de la croûte d'après les grands profils sismiques expérimentaux

CONCLUSIONS 30

Troisième partie : L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

INTRODUCTION 33

1 - LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE 33

La distension oligocène
Le volcanisme alcalin
Conditions de formation du magma alcalin
La topographie du Massif Central
Conclusions

2 - EFFETS GRAVIMETRIQUES DES STRUCTURES CRUSTALES 40

Effets superficiels
Variations de l'épaisseur de la croûte migmatitique
variations de l'épaisseur crustale

3 - STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE 44

Rappel des travaux précédents
Effets gravimétriques dus à l'anomalie profonde, conséquences

4 - MODELE DE L'EVOLUTION THERMIQUE DANS LA LITHOSPHERE EN LIAISON AVEC LA MONTEE D'UN DIAPIR 47

Hypothèses
Résultats
Discussion
Application au Massif Central

5 - CONCLUSIONS : LA PLACE DU MASSIF CENTRAL DANS LE CONTEXTE DE L'EVOLUTION DES ZONES DISTENSIVES INTRACONTINENTALES 59

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 65

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

I - Article : "Some aspects of heat flow in France", par Vasseur G. et Lucazeau F.. Journal of Vulcanology and geothermal Research (sous presse)

II - Article : "Données du flux de chaleur dans le Massif Central Français", par Lucazeau F., VASSEUR G., KAST Y. et JOLIVET J.. Annales de Géophysique t. 37 (3), 77-87, 1981.

III- Article : "Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central français", par Lucazeau F. et Vasseur G.. Annales de Géophysique t. 37 (3),89-109, 1981.

IV - Rapport d'ATP (modifié) : "étude de la production de chaleur dans le Massif Central français", par Lucazeau F. et Vasseur G.

LISTE DES FIGURES

1 - Présentation de la zone d'étude 2
2 - Relation entre le flux de chaleur et l'âge de la lithosphère 4
3 - Relation entre le flux de chaleur et l'épaisseur de la croûte 5
4 - Relations entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface 5
5 - Modèles proposés pour la répartition des sources de chaleur 6
6 - Circulations d'eaux superficielles. Effets sur le flux de chaleur 7
7 - Effet de l'érosion ou de la sédimentation sur le flux de chaleur 8
8 - Modification des isothermes par la topographie 8
9 - Modèle paléoclimatique - Effets sur la température et le flux 9
10 - Carte du flux de chaleur en France 11
11 - Comparaison entre le flux, les structures géologiques, l'épaisseur de la croûte et l'épaisseur de la lithosphère en France 12
12 - Géologie de surface du Massif Central 18
13 - Diagrammes A - Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ - Rb/Sr 23
14 - Carte de la production de chaleur de surface 24
15 - Diagramme flux en fonction de la production de chaleur pour les données du Massif Central 25
16 - Modèles de vitesses sismiques V_p en fonction de la profondeur pour la Bretagne, le Limousin, la Limagne et la bordure est du Massif Central 28
17 - Modèles de répartition verticale des sources de chaleur et variations du flux d'origine non crustale pour 8 régions du Massif Central 29
18 - Répartition de la température dans la croûte (hypothèse stationnaire) 31
19 - Mécanismes de formation des grabens (d'après Tapponnier, 1977) 34
20 - Répartition du volcanisme alcalin en Europe occidentale (d'après Maury et Varet, 1980) 35
21 - Formation du magma basaltique 38
22 - Pourcentage de fusion partielle dans les diapirs en fonction de la profondeur et de la profondeur d'initiation du diapir 38
23 - Topographie du Massif Central (d'après Guerrier, 1980) 40
24 - Carte d'anomalie résiduelle dans le Massif Central (d'après Guerrier, 1980) 41
25 - Effet des variations d'épaisseur de la croûte migmatitique du Massif Central sur le champ de pesanteur 42
26 - Effet des variations d'épaisseur de la croûte du Massif Central sur le champ de pesanteur 43
27 - Carte de l'anomalie de Bouguer 45
28 - Carte de l'anomalie associée aux structures profondes 46
29 - Champ de vitesse utilisé pour le modèle thermique dépendant du temps 49
30 - Paramètres du modèle de plaque élastique 50
31 - Influence de la vitesse V_{max} de remontée du diapir sur les différents résultats du modèle thermique 52
32 - Influence de la largeur du diapir sur les différents résultats du modèle thermique 53
33 - Influence du paramètre b sur les différents résultats du modèle thermique 54
34 - Influence de la courbe de solidus sur les différents résultats du modèle thermique 55
35 - Flux de surface, champ de température, fusion partielle calculés après 25 Ma pour une vitesse de 1 cm/an, et une largeur du diapir de 40 km. Comparaison avec la structure de la lithosphère déduite de l'étude des ondes de surface 56

36 - Géothermes du Massif Central et d'autres régions d'extension crustale associés à du volcanisme alcalin. Comparaison avec les géothermes calculés d'après l'étude des enclaves de péridotites 57
37 - Comparaison des profils gravimétriques calculés et expérimentaux 58
38 - Comparaison des profils topographiques calculés et expérimentaux 58
39 - Relation entre la topographie régionale et l'âge de formation des grabens 62
40 - Relation entre la topographie régionale et l'âge calculée d'après le modèle thermique lorsque la convection s'arrête après 25 Ma 63

LISTE DES TABLES

1 - Données du flux dans le Massif Central 10
2 - Propriétés physiques des radioéléments 15
3 - Concentrations en uranium et en thorium dans les minéraux 16
4 - Concentrations en uranium, en thorium, en potassium et production de chaleur pour différents types de roches 17
5 - Concentrations en U, Th, K et A pour les paragneiss du Massif Central 21
6 - Concentrations en U, Th, K et A pour les granitoïdes du Massif Central 22
7 - Concentrations en U, Th, K et A pour les granulites du Massif Central 27
8 - Données sur le volcanisme alcalin du Massif Central d'après : 36
(1) Brousse, 1971
(2) Brousse, 1974
(3) Kieffer, 1971
(4) Maury et Varet, 1980
9 - Pourcentage de fusion partielle pour différents types de magmas alcalins 39
10 - Paramètres utilisés pour la résolution de l'équation de la chaleur à deux dimensions en régime transitoire 48
11 - Paramètres caractéristiques des zones d'extension crustale 61

INTRODUCTION

Cette thèse est consacrée à l'étude et à l'interprétation des données du flux de chaleur dans le Massif Central français (Figure 1). Une grande partie du travail, réalisée dans le cadre de l'Action Thématique Programmée "Transfert d'Energie", est accordée à l'étude de la production de chaleur dans la croûte. Mais un certain nombre d'autres problèmes liés à la dynamique de la lithosphère seront néanmoins abordés. En effet, les données récentes sur la tectonique des plaques et l'accrétion continentale, ne permettent plus de considérer la Terre comme un système statique, en particulier dans le cas de l'étude du flux de chaleur. La dépendance entre les phénomènes dynamiques et les phénomènes thermiques est indiscutable, et l'évolution de la Terre est intimement liée à la distribution, présente et passée, des sources de chaleur. L'intérêt de l'étude du flux de chaleur dans le Massif Central est donc indiscutable et ceci pour deux raisons :

- la lithosphère s'est structurée relativement récemment. L'âge de la croûte continentale ne doit pas excéder 600 Ma (Autran, 1980). Aucune trace de l'orogenèse cadomienne n'est en effet discernable dans le Massif Central. Les plus anciennes roches intrusives datées dans le Massif Central sont cambriennes (Bernard Griffiths et al., 1977 ; Pin et Lancelot, 1978) ;

- la proximité dans le temps d'évènements géodynamiques récents, associés à la formation de grabens oligocènes et à la mise en place d'un volcanisme alcalin, est de nature à perturber la distribution de la température dans la lithosphère, et le flux de chaleur en surface.

Cette étude doit permettre de préciser le régime thermique d'une lithosphère continentale "jeune" et de modéliser son évolution récente.

Le mémoire comporte d'une part une partie principale d'une soixantaine de pages, qui constitue le corps de la thèse et qui expose les résultats essentiels et, d'autre part, une annexe comportant 4 documents (3 publications en cours et un rapport). Ces annexes sont les suivantes :

Annexe I : *"Some aspects of heat flow in France"*. Article sous presse (Journal of Vulcanology and Geothermal Research).

Annexe II : *"Données du flux de chaleur dans le Massif Central français"*. Article sous presse (Annales de Géophysique).

Annexe III : *"Production de chaleur et régime thermique dans la croûte du Massif Central français"*. Article sous presse (Annales de Géophysique).

Annexe IV : Extrait d'un rapport d'ATP qui présente la méthodologie liée à l'étude de la production de chaleur et l'ensemble des données utilisées.

Le corps de la thèse est formé de trois chapitres. Le premier présente les données du flux de chaleur dans le Massif Central, en les situant dans le contexte plus général des tendances françaises et des connaissances globales sur le flux de chaleur en domaine continental. Il s'agit en fait d'une synthèse de deux articles auxquels le lecteur pourra se référer s'il le souhaite en annexes I et II. Le deuxième chapitre est consacré à l'étude de

la production de chaleur crustale d'origine radioactive et à sa répartition en surface et en profondeur ; les principaux résultats d'un article joint en annexe III, et d'un rapport d'ATP (modifié) en Annexe IV y sont exposés. Le troisième chapitre constitue un travail non publié, et est donc plus développé que les deux autres. Il est consacré à l'interprétation des données géophysiques (flux de chaleur, gravimétrie, topographie...) en liaison avec l'évolution géodynamique récente.

Cette présentation a, nous semble-t-il, l'avantage de présenter un maximum de résultats dans un minimum de pages. Elle présente cependant l'inconvénient de nombreuses répétitions au niveau des annexes, dont nous prions par avance le lecteur de nous excuser.

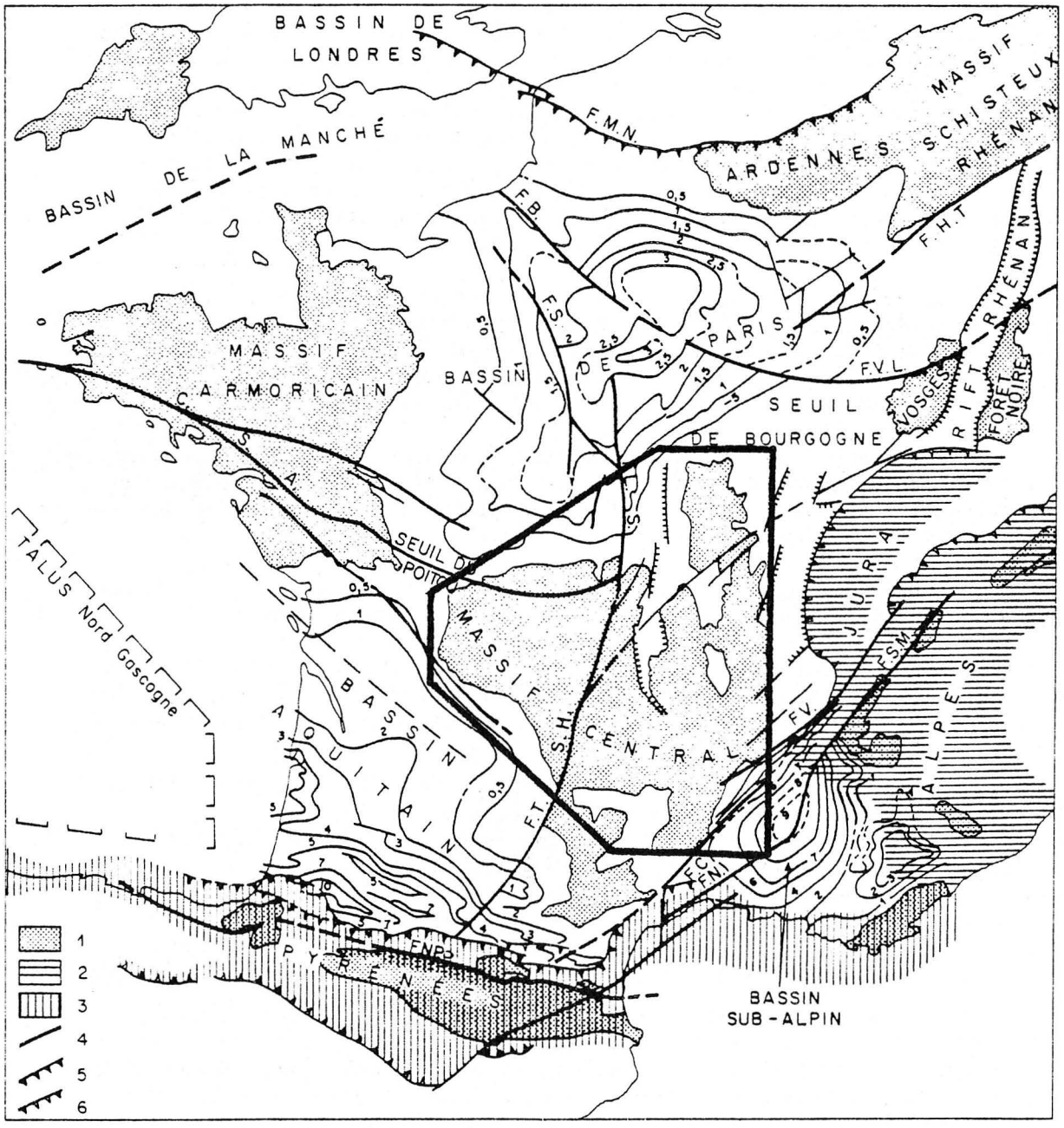


Figure 1 : Situation de la zone étudiée (d'après Autran, 1980)
1 = socle hercynien à l'affleurement ; 2 = domaine alpin ; 3 = domaine pyrénéen ; 4 = principales failles à rejeu tertiaire.
Les isobathes du socle sont exprimées en km dans les bassins sédimentaires.

Première partie : DONNÉES DU FLUX DE CHALEUR

INTRODUCTION

L'intérêt porté à l'étude du flux de chaleur s'est développé dans les quinze dernières années en liaison avec l'évolution des connaissances dans le domaine de la tectonique des plaques et de l'accrétion continentale. Il s'est considérablement accru plus récemment à la suite de la prise de conscience des problèmes énergétiques. Cet intérêt provient du fait que l'on peut extrapoler la température à de grandes profondeurs à partir des mesures du flux de surface. Cependant, l'interprétation des données du flux est relativement complexe et tributaire de l'ensemble des phénomènes géologiques présents ou passés, profonds ou superficiels. Après avoir exposé les grandes tendances du flux de chaleur en domaine continental, nous présenterons dans cette partie les résultats de l'étude dans le Massif Central français, en les replaçant dans le contexte plus général des données françaises.

1 - LE FLUX DE CHALEUR EN DOMAINE CONTINENTAL

On appelle flux de chaleur la densité du courant de chaleur qui s'échappe à travers la surface de la Terre. Dans l'hypothèse où seule la conduction intervient, son expression est donnée par la relation (1) :

$$q = -K \text{ grad } T \qquad (1)$$

où K est la conductivité thermique du milieu.

Deux unités sont habituellement utilisées : l'HFU (Heat Flow Unit) qui dérive du système CGS (1 HFU = 10^{-6} Cal cm^{-2} s^{-1}) et le mWm^{-2} qui dérive du système international. Nous utiliserons cette dernière unité qui se revèle d'un emploi plus commode.

La moyenne des valeurs continentales est de 62 $\pm$ 40 mWm^{-2} (Jessop et al., 1976) et de 64 $\pm$ 28 mWm^{-2} pour l'Europe continentale (Cermak, 1979). Néanmoins il existe des variations régionales du flux de chaleur, qui peuvent être reliées à certains caractères géologiques fondamentaux.

Relation entre le flux de chaleur et l'âge de la lithosphère

De nombreuses études (pour mémoire : Polyak et Smirnov, 1968 ; Jessop et al., 1976) ont mis en évidence une décroissance du flux de chaleur de surface avec l'âge croissant de la lithosphère continentale (qui correspond à l'âge du dernier évènement tectonique et thermique) ; cette relation (Figure 2) analogue à celle mise en évidence dans la lithosphère océanique (Sclater et Francheteau, 1970) n'a bien évidemment pas la même signification. Si en milieu

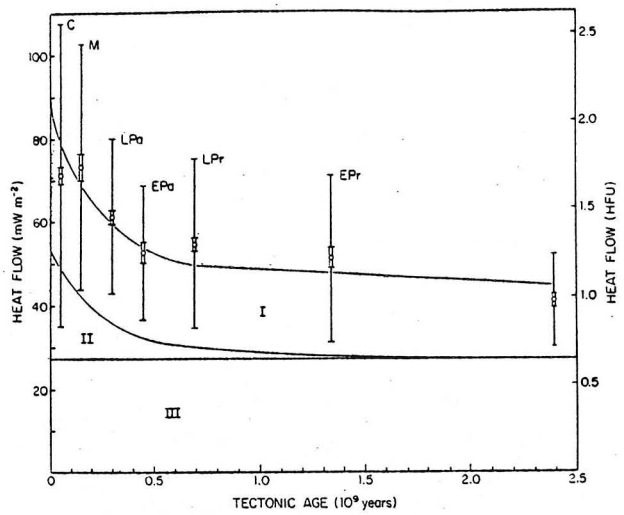


Figure 2 : Relation entre le flux de chaleur de surface et l'âge de la lithosphère (d'après Vitorello et Pollack, 1980).

Fig. 1. Secular decrease of continental heat flow with age and its three principal components: component I is radiogenic heat from the crust, component II is heat from a transient thermal perturbation associated with tecto-genesis, and component III is background heat flow from deeper sources. The data points are from Chapman and Furlong [1977, and personal communication, 1979]. C denotes Cenozoic; M, Mesozoic; LPa, late Paleozoic; EPa, Early Paleozoic; LPr, late Proterozoic; EPr, early Proterozoic; and A, Archean. Points are plotted at the mean age of the respective age ranges. Double bars represent the standard error of the mean; single bars the standard deviation. The upper curve corresponds to a visually fitted curve through the data points; the middle curve corresponds to 60% of the upper curve; the lower curve represents the background heat flow from deeper sources.

océanique, elle peut être expliquée par le refroidissement conductif de la lithosphère (Sclater et Francheteau, 1970), son interprétation en milieu continental est délicate, compte tenu de la superposition de nombreux phénomènes spécifiques à chaque province géologique (Sclater et al., 1980). Néanmoins, le flux de chaleur décroit significativement avec le vieillissement de la lithosphère et son épaississement (Chapmann et Pollack, 1977).

Relation entre le flux de chaleur et l'épaisseur de la croûte

Cette relation, mise en évidence par Cermak (1979) pour l'Europe, montre que les régions à croûte amincie, et qui correspondent à des zones d'extension crustale, présentent des valeurs élevées du flux de chaleur de surface (Figure 3).

Relation entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface

La production de chaleur représente l'énergie libérée par unité de volume et par unité de temps. Elle correspond à la chaleur produite par la désintégration des radioéléments fortement concentrés dans les parties externes de la Terre (uranium, thorium et potassium). Un certain nombre d'auteurs (Birch et al., 1968 ; Roy et al., 1968 ; Lachenbruch, 1968) ont mis en évidence une relation linéaire (2) entre le flux de chaleur et la production de chaleur des roches de surface (Fig. 4).

Cette relation (2) a été observée dans des régions aussi diverses que la Sierra Nevada (orogène récent), le Basin and Range (extension crustale), les boucliers Australiens et Brésiliens, etc... (Vitorello et Pollack, 1980).

Son expression est donnée par :

$$q_o = q^* + A_o D \qquad (2)$$

où - q^* est appelé flux réduit et représente le flux d'origine profonde,

- D est la grandeur caractéristique de la zone enrichie en éléments radioactifs.

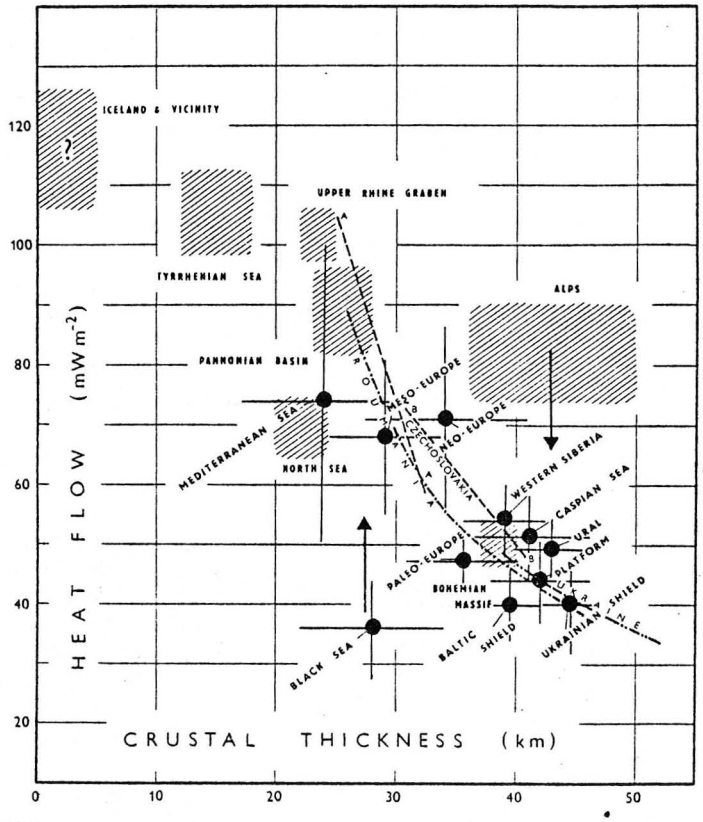


Figure 3 : relation entre le flux de chaleur et l'épaisseur crustale (d'après Cermak, 1979).

Les zones des Alpes et de la Mer Noire sont probablement perturbées par des phénomènes d'érosion et de sédimentation.

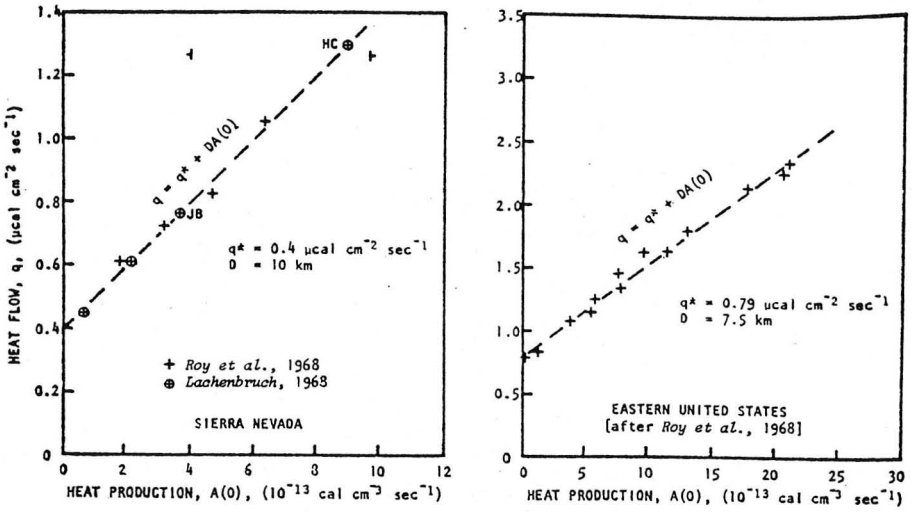


Figure 4 : relation entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface pour deux provinces des Etats Unis (d'après Lachenbuch, 1970).

Fig. 1. Relation between heat flow and heat production in plutons from two provinces. (Incomplete symbol '⊣ ⊢' represents two values of heat production reported for one Sierra station, *Roy et al.* [1968]).

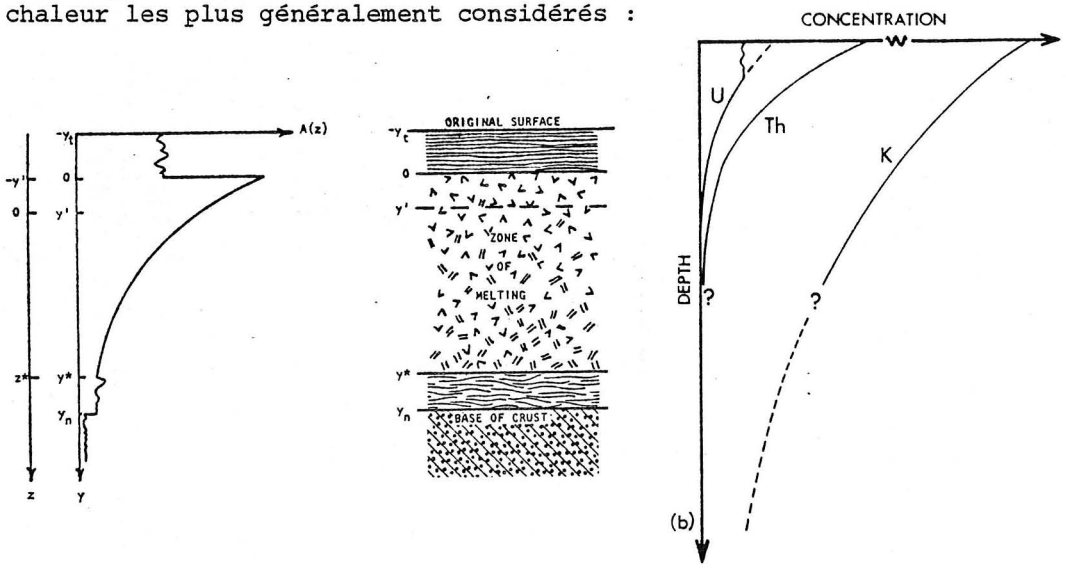
L'interprétation de cette relation (2) a des conséquences importantes sur la répartition des sources de chaleur dans la croûte : pour qu'elle survive à une érosion différentielle, la distribution des éléments radioactifs doit être de type exponentiel (Lachenbruch, 1970) :

$$A(z) = A_o \exp(-z/b) \qquad (3)$$

Plus récemment, Jaupart et al. (1981) ont montré que la caractéristique b (échelle de hauteur) pouvait être différente pour les trois éléments producteurs de chaleur (U, Th, K). L'existence d'une distribution exponentielle des sources de chaleur serait due à une reconcentration des éléments radioactifs lors de phénomènes tardimagmatiques (phase deutérique) ou métamorphiques qui s'accompagnent de migrations de fluides (Albarède, 1975). Néanmoins, aucun argument tangible ne permet de prouver le bien fondé de cette décroissance exponentielle. Différentes tentatives (Lachenbruch et Bunker, 1971 ; Swanberg, 1972) ont pu montrer une diminution de la production de chaleur avec la profondeur sans pouvoir trancher pour un modèle exponentiel.

De leur côté, Smithson et Decker (1974) proposent un modèle basé sur des arguments géologiques indiscutables, en trois couches à l'intérieur desquelles la production de chaleur ne varie pas.

La figure 5 présente les différents modèles de répartition des sources de chaleur les plus généralement considérés :



	Thickness (km)	Density (g/cm^3)	Seismic P-wave velocity (km/sec)	Thermal conductivity (10^{-3} cal/cm sec °C)	Heat production (HGU)		Temperature-depth (km/°C)	
					Model A	Model B	Model A	Model B
Upper zone	8	2.75–2.80	6.2–6.5	6.5	3	3	4/ 70 8/130	4/ 70 8/130
Middle zone	8	2.70–2.75	6.1–6.2	6.5	5	5	12/183 16/223	12/183 16/223
Lower zone	18	2.80–3.00	6.5–7.0	5	0.5	1.5	25/319 34/407	25/311 34/374
Mantle		3.30	8.1–8.2	7	0.1	0.1	44/473 54/538	44/414 54/451

Calculations for a surface heat flow equal to 1.2 HFU. Mantle heat flow equals 0.47 HFU (Model A) and 0.29 HFU (Model B). 1 HFU = 10^{-6} cal/cm^{2}sec. 1 HGU = 10^{-13} cal/cm^3 sec. Temperature calculations based on steady state conditions (p. 176, [47]).

Figure 5 : Modèles de répartition des sources de chaleur d'après : (a) Lachenbruch, 1970 ; (b) Jaupart et al., 1981 ; (c) Smithson et Decker, 1974.

Interprétation du flux géothermique en domaine continental

A partir des différentes observations préalablement évoquées, il apparait que le flux de chaleur est d'autant plus élevé que la lithosphère est jeune, que la croûte est mince et que les radioéléments (U, Th, K) y sont plus concentrés. Ces diverses observations ont conduit Vitorello et Pollack (1980) à décomposer les valeurs du flux en trois composantes :

(1) Une composante d'origine crustale liée à la désintégration des isotopes radioactifs naturels et présentant un aspect transitoire en relation avec l'érosion (Richardson, 1975).

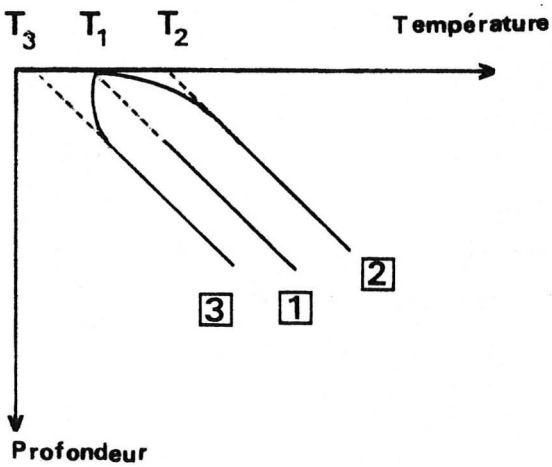
(2) Une composante transitoire qui intervient pour les régions affectées d'évènements tectoniques et thermiques récents. Elle peut représenter 30 % du flux de surface dans les régions "cénozoïques" et s'annuler pour les régions précambriennes (la constante de temps serait de 300 Ma, Sclater et al., 1980).

(3) Une composante mantellique profonde provenant en partie de la radioactivité dans le manteau inférieur ("undepleted mantle") et en partie du noyau.

2 - LES PHENOMENES PERTURBATEURS

Les mesures de flux sont superficielles et peuvent être profondément affectées par les phénomènes physiques superficiels tels que les circulations d'eau, l'érosion ou la sédimentation, les reliefs accidentés, les variations de température du sol, etc... Ces effets peuvent être diminués en choisissant un contexte géographique et géologique favorable et corrigés dans certains cas.

Circulations d'eau superficielles



Cet effet est parfois très important (Lucazeau, 1979), mais aucune correction systématique ne peut être appliquée, les circulations variant suivant le contexte géologique local. On évite donc les régions faillées et affectées par des circulations importantes. On peut tester la validité des mesures en prolongeant la courbe de température en surface. Si la température extrapolée est très différente de la température moyenne du sol, la mesure est très certainement perturbée par des circulations d'eau (figure 6).

Figure 6 : Profils de température.

(1) non perturbé (T_1 = Température moyenne du sol T_M)
(2) perturbé par une circulation ascendante ($T_2 > T_M$)
(3) perturbé par une circulation descendante ($T_3 < T_M$)
(d'après Lucazeau, 1979).

Erosion et sédimentation

L'érosion porte en surface des terrains plus chauds et augmente la valeur du flux apparent. Inversement la sédimentation diminue le flux (une partie de la chaleur sert à réchauffer les sédiments). Cet effet transitoire peut atteindre 30 % dans les Alpes. La figure 7 montre la variation relative du flux en fonction de l'âge pour différents taux d'érosion. Le calcul inclut également l'effet dû à la diminution de production de chaleur (modèle Tien Chang Lee, 1979).

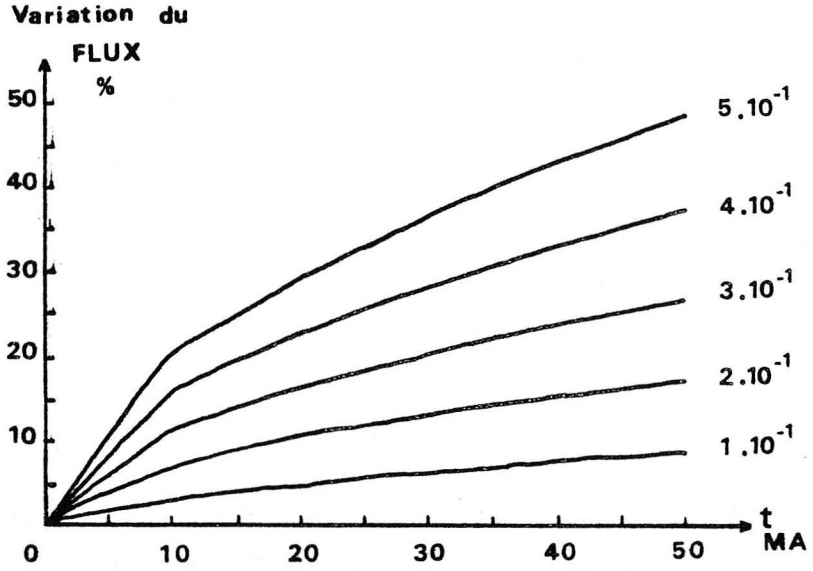


Figure 7 : Variation du flux de surface en fonction de l'âge. Les différentes courbes correspondent à des taux d'érosion de 10^{-1} mm/an à 5.10^{-1} mm/an.

Effet des topographies accidentées

Cet effet peut être important, surtout pour les forages peu profonds. Il tend à augmenter le flux dans les vallées et à le diminuer sur les collines (Fig. 8). Pour les forages peu profonds, il est possible de corriger les données notamment par la méthode proposée par Bullard (Bullard, 1940 ; Kappelmeyer et Haenel, 1974 ; Vasseur et Lucazeau, 1981 ; Lucazeau et al., 1981). Toutefois il s'agit d'une correction approchée qui, de plus, ne prend pas en compte les variations de la surface du sol associées à l'existence d'une topographie irrégulière.

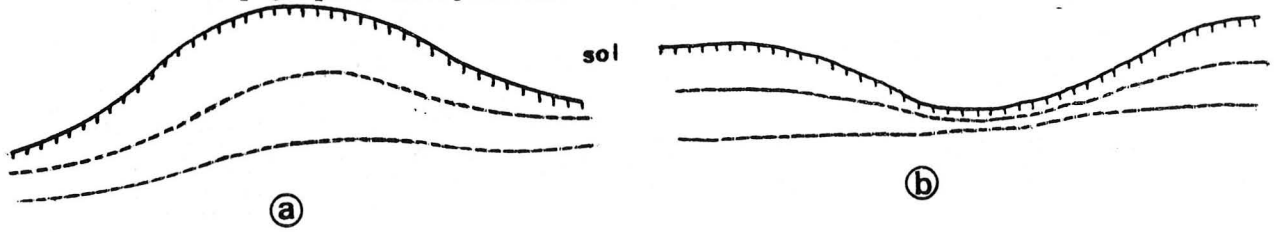


Figure 8 : Effets topographiques
a) au niveau d'une colline, les isothermes s'écartent
b) au niveau d'une vallée, elles se rapprochent.

Variations de la température du sol

Le sol enregistre toutes les variations de la température à sa surface. Les variations s'atténuent en profondeur d'autant plus rapidement que leur période et leur amplitude sont faibles. Ainsi les variations diurnes sont

amorties sur quelques mètres, les variations annuelles sur une vingtaines de mètres. L'effet des variations de températures pour des périodes plus grandes correspondant aux glaciations du Pléistocène et au réchauffement post-glaciaire à l'Holocène peut être facilement connu en approximant les variations de la température par une série de sauts représantant les écarts à la température actuelle. Le problème majeur consiste à proposer un modèle de variation de la température. A partir d'informations aussi diverses que l'étude des isotopes de l'oxygène dans les sédiments marins, la répartition des espèces végétales, les dates d'ouverture des vendanges pour le Midi de la France, etc..., il est possible de proposer des modèles paléoclimatiques avec des variations possibles suivant les régions d'étude (Beck, 1977 ; Wheildon et al., 1977 ; Vasseur et Lucazeau, 1981). La figure 9 présente un modèle paléoclimatique pour la France ainsi que les corrections à apporter à la température (Fig. 9b) ou au flux (Fig. 9c).

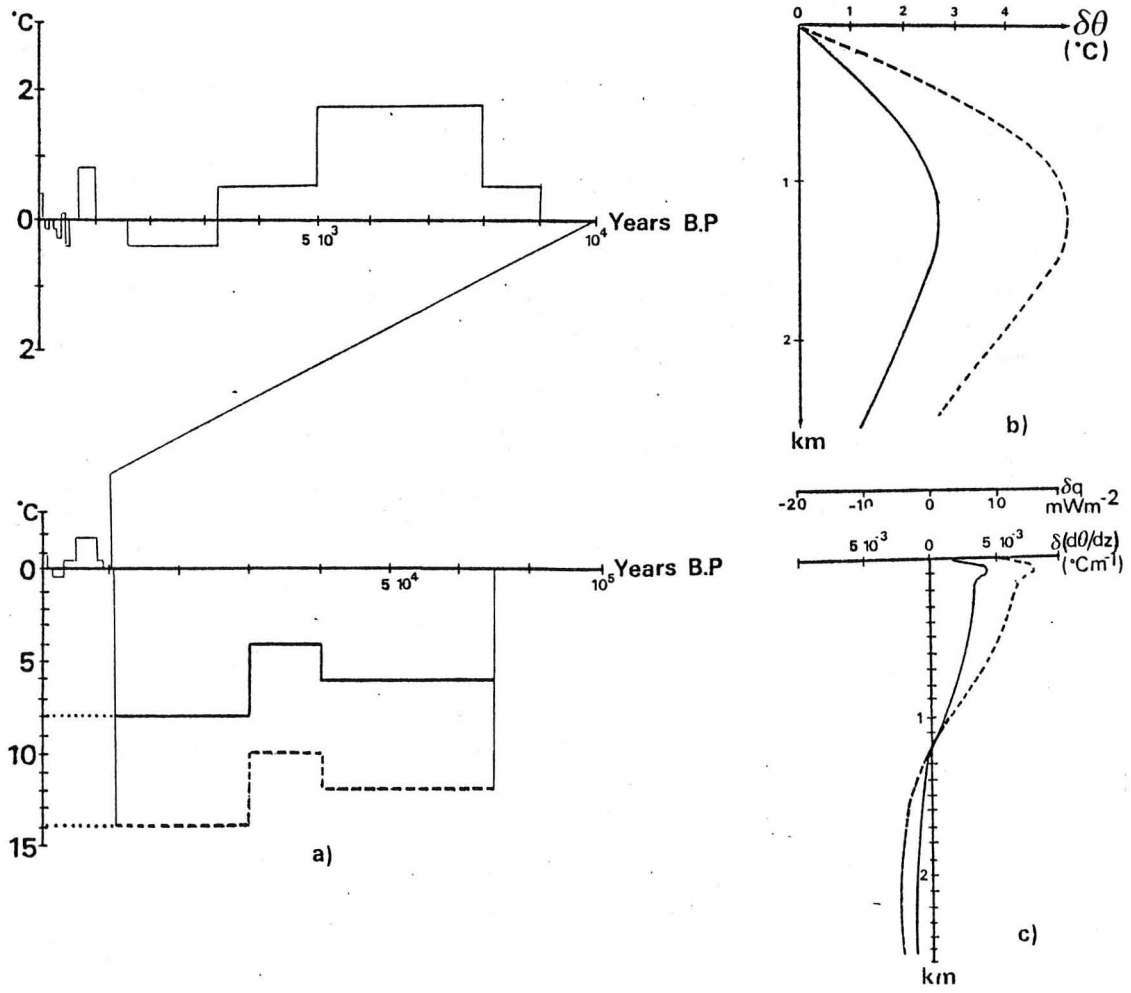


Figure 9 : a) Modèle de variation paléoclimatique
b) Correction à apporter à la température en fonction de la profondeur
b) Correction à apporter au flux en fonction de la profondeur.
D'après Vasseur et Lucazeau (1981).

Cet effet paléoclimatique introduit donc un biais entre les mesures de faible profondeur (100-150 m) et les forages de grande profondeur (1000 m).

Il importe donc de pratiquer cette correction systématiquement.

3 - DONNEES DU FLUX DE CHALEUR DANS LE MASSIF CENTRAL

L'ensemble des données est décrit en détail dans Lucazeau et al. (1981) auquel le lecteur pourra se référer en annexe : pour chaque mesure on a précisé le contexte géologique, la nature des données et la valeur du flux non corrigé (UC), corrigé des effets topographiques (CT) et des effets topographiques et paléoclimatiques (CTP). Les données n'ont pas été corrigées pour les effets de l'érosion : en effet celle-ci est très localisée dans le temps (4 Ma) et n'affecte qu'une épaisseur de 500 m au grand maximum (M. Derruau, 1971). La table 1 présente sous forme synthétique les résultats de l'étude du flux dans le Massif Central.

Référence		Critères de qualité				Valeur du flux mWm^{-2}		
N°	Nom	zmax m	Nk	Et mWm^{-2}	socle atteint	UC	CT	CTP
1	Bac de Montmeyre	240	15	2	oui	73	70	77
2	Bournac	190	15	4	oui	86	86	95
3	Mayet de Montagne	150	20	9	oui	80	84	93
4	Estables	170	10	12	oui	104	100	109
5	Ussel	115	4	22	oui	103	98	109
6	Corbigny	210	6	9	oui	94	94	107
7	Le Four	95	5	22	oui	113	118	128
8	Saint Léger	170	6	10	oui	104	107	117
9	Saint Priest	400	12	11	oui	103	95	103
10	Massiac	145	16	22	oui	130	107	118
11	Puy Mary	210	14	14	non	134	105	112
12	Requista	170	4	10	oui	108	95	106
13	Randels	230	4	-	non	70	83	89
14	Saint Saturnin	420	4	13	non	103	103	111
15	Largentière	220	7	-	non	80	80	88
16	Cerilly	340	2	-	non	102	102	111
17	Guipy	240	20	2	oui	103	103	112
18	Blond	400	8	17	oui	103	108	117
19	St Yriex	110	4	2	non	109	112	121
20	Champrobert	125	4	2	oui	73	73	86

TABLEAU I

zmax = profondeur maximum de la mesure
Nk = nombre de mesures individuelles du flux
Et = écart type des mesures individuelles
UC = non corrigé
CT = corrigé pour la topographie
CTP = corrigé pour la topographie et les paléoclimats

Les valeurs obtenues sont très homogènes et la variabilité (écart type de 13 mWm^{-2}) est plus faible que l'erreur évaluée sur l'ensemble des mesures françaises (20 mWm^{-2}) (Vasseur et Lucazeau, 1981). La valeur moyenne de 95 ± 13 mWm^{-2} (CT) et 105 ± 13 mWm^{-2} est très forte si on la compare à l'ensemble des valeurs européennes ou mondiales (62 - 64 mWm^{-2}). Il ne faut certainement pas mettre en doute la fiabilité des résultats, qu'une mesure récente

à grande profondeur (1000 m) vient de confirmer récemment, mais en rechercher l'origine en replaçant les données du Massif Central dans le contexte plus général de la France. La carte de la figure 10, extraite de Vasseur et Lucazeau (1981) montre que le Massif Central est centré sur une anomalie positive du flux de chaleur, de grande longueur d'onde, qui se prolonge vers le graben du Rhin au Nord-Est, le Languedoc et la Camargue au Sud-Sud Est, et éventuellement vers la Bretagne au Nord Ouest.

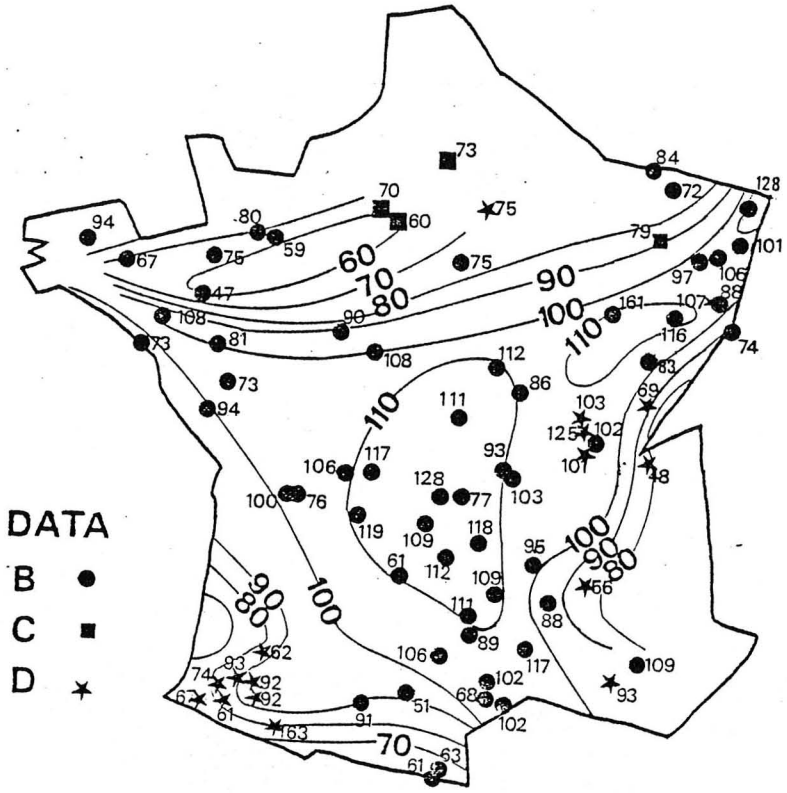


Figure 10 : Carte du flux de chaleur en France extraite de Vasseur et Lucazeau (1981).

Une simple comparaison avec la géologie de surface (Fig. 11a et 11b) montre que cette anomalie est associée en partie à la présence des structures hercyniennes (Bretagne, Vendée, Massif Central, Vosges ...) ainsi qu'aux grabens oligocènes (Rhin, Bresse, Limagne, Velay...) et au volcanisme néogène (Kaiserstuhl, Auvergne, Velay, Languedoc ...). Elle s'accompagne également d'un amincissement de la croûte (Fig. 11c, d'après Hirn, 1980) et d'un amincissement de la lithosphère (Fig. 11d, d'après Souriau, 1976).

Dans le Massif Central, bien que les valeurs soient relativement homogènes, il est possible de discerner des variations régionales du flux de chaleur. Toute la zone à l'Ouest du Sillon Houiller présente une moyenne élevée de 115 $\pm$ 9 mWm^{-2} (CTP). La région des Limagnes et des volcans d'Auvergne (Cantal, Puys) est affectée par une valeur élevée de 110 à 120 mWm^{-2} (CTP). Par contre, les régions de l'Est du Massif Central (Morvan, Forez, Velay, Cévennes) sont caractérisées par des valeurs plus faibles, inférieures à 100 mWm^{-2} (95 à 100 mWm^{-2}). Pourtant aucune corrélation n'apparait entre le flux et l'épaisseur crustale (à cette échelle), ni même entre le flux et les granites réputés pour être producteur de chaleur, ni même entre le flux et les édifices volcaniques mêmes jeunes (données 1, 2, 11, Lucazeau et al., 1981).

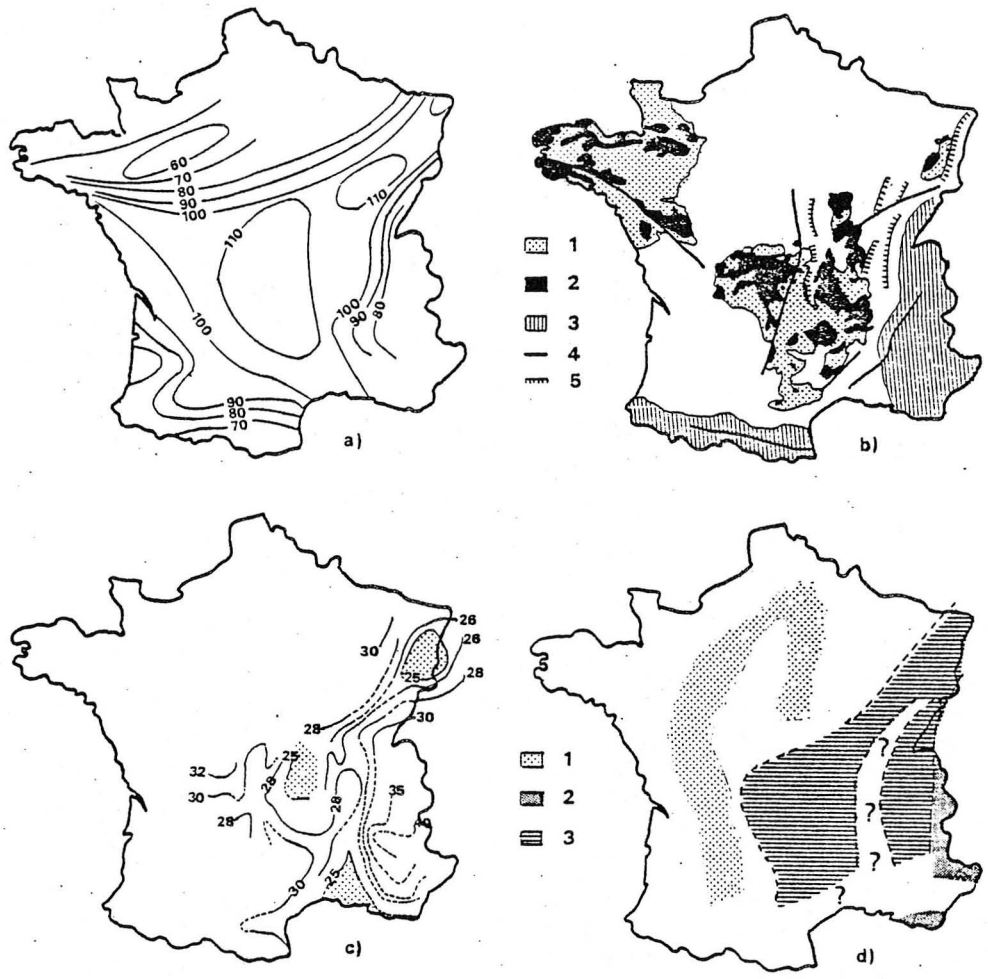


Figure 11 : Comparaison entre le flux de chaleur de surface (a), le contexte géologique (b) (1 = socle hercynien ; 2 = granites ; 3 = structures alpines ; 4 = principales failles ; 5 = grabens), l'épaisseur crustale (c) et l'épaisseur de la lithosphère (d) (1 = >> 100 km ; 2 = ∿ 100 km ; 3 = 60 à 100 km).

CONCLUSIONS

L'étude du flux de chaleur dans le Massif Central montre une grande homogénéité des valeurs, ainsi qu'une moyenne particulièrement élevée.

A l'échelle de la France, des corrélations entre le flux et les structures géologiques de surface apparaissent clairement, ainsi que des corrélations avec l'épaisseur de la croûte et avec l'épaisseur de la lithosphère. Par contre, à l'échelle locale, les variations du flux semblent plus mystérieuses mais pourtant significatives.

La forte anomalie du flux de chaleur centrée sur le Massif Central français doit être interprétée, compte-tenu des connaissances générales sur le flux en domaine continental, par un modèle à 3 composantes (cf. I.1). La composante d'origine profonde (somme de la composante transitoire et de la composante mantellique) ne peut être déduite que d'une étude détaillée de la production de chaleur dans la croûte.

Deuxième partie : DONNÉES DE LA PRODUCTION DE CHALEUR

INTRODUCTION

Une part importante du flux de chaleur peut être expliquée par la production de chaleur des roches crustales, comme en atteste l'existence de la relation linéaire (2). La répartition des sources de chaleur dans la croûte peut modifier sensiblement la répartition de la température dans la lithosphère, et sa connaissance est essentielle pour accéder à la connaissance du flux d'origine profonde, vecteur de toutes les transformations géologiques. Après avoir rappelé les principaux problèmes liés à la répartition des sources de chaleur dans la croûte continentale, nous présenterons les grands traits de la formation de la croûte du Massif Central et les résultats de l'étude systématique sur la production de chaleur. Enfin, à la lumière des informations sismiques et pétrologiques, nous proposerons un modèle de la répartition de sources de chaleur dans la croûte du Massif Central qui nous servira à modéliser le régime thermique stationnaire compatible avec nos observations.

1 - REPARTITION DES SOURCES DE CHALEUR DANS LA CROUTE CONTINENTALE

Généralités

La production de chaleur représente l'énergie libérée, par unité de temps et par unité de volume, par les radioéléments contenus dans les roches et qui sont, par énergie décroissante, l'U^{235}, l'U^{238}, K^{40} et le Th^{232} (voir Table 2).

Elément	K^{40} ($\rightarrow Ar^{40}$)	K naturel	U^{235} ($\rightarrow Pb^{207}$)	U^{238} ($\rightarrow Pb^{206}$)	U naturel	Th^{232} ($\rightarrow Pb^{208}$)
Abondance relative	10^{-4}	1	$0.72 \cdot 10^{-2}$	$99.28 \cdot 10^{-2}$	1	1
Energie (cal/g/an)	0.21	$27 \cdot 10^{-6}$	4.3	0.71	0.73	0.20
Constante ($10^{-11} an^{-1}$)	λ_e 5.85 λ_β 47.2		97.2	15.4		4.99

Table 2 : Propriétés physiques des radioéléments producteurs de chaleur

On utilise ici comme unité de production de chaleur, l'unité HGU (Heat Generation Unit) et l'unité dérivée du S.I. ($\mu W m^{-3}$), qui est d'un emploi plus commode et que nous utiliserons par la suite. La production de chaleur peut

être calculée à partir de la formule de Birch (Birch et al., 1968) :

$$A(\mu Wm^{-3}) = 133 \cdot 10^{-6}\, d(0.73(U) + 0.20(Th) + 0.27(K))$$

où d représente la densité en kg/m^3, (U) et (Th) les concentrations en ppm et (K) la concentration en %.

La production de chaleur dépendant des teneurs en isotopes radioactifs, il est bien évident qu'elle décroit avec le temps. Mais les constantes de temps de désintégration sont telles (10^9 à 10^{10} ans) que cet effet est négligeable, même à des échelles géologiques de 10^7 à 10^8 ans.

Localisation des éléments radioactifs dans les roches

La répartition des sources de chaleur dans la croûte est fondamentalement liée aux différents processus qui ont contribué à la formation de cette croûte (magmatisme, métamorphisme, érosion, altération, etc...). L'uranium, le thorium et le potassium sont des éléments lithophiles, caractérisés par une très grande affinité pour les termes les plus différenciés lors des processus magmatiques. L'uranium est spécialement sujet aux phases hydrothermales et au processus d'altération superficielle. En effet, l'U^{4+} s'oxyde facilement en U^{6+} qui est excessivement soluble sous la forme d'un complexe uranyl oxydé (UO_2^{2-}). Le thorium qui ne possède que la valence 4^+ est par contre beaucoup plus stable, face à ces phénomènes.

La mobilité de ces éléments est également liée à leur localisation dans les roches. Pour l'uranium et le thorium, trois formes peuvent être mises en évidence, en particulier grâce à des techniques d'autoradiographie α (Ranchin, 1971).

(1) Forme stable : en substitution isomorphique avec le zirconium, le calcium dans les minéraux accessoires essentiellement (voir table 3, d'après Rogers et Adams, 1968).

	Quartz	Feldspath	Biotite	Hornblende	Pyroxène	Olivine	Allanite
Uranium	1 à 10	0.1 à 10	1 à 60	0.2 à 60	0.1 à 50	0.05	30 à 1000
Thorium	0.5 à 10	0.5 à 10	0.5 à 50	0.5 à 50	0.1 à 10	0.02	10^3 à 10^5

	Apatite	Epidote	Monazite	Zircon
Uranium	10 à 100	20 à 200	500 à 3000	10^2 à 10^4
Thorium	50 à 250	50 à 500	10^4 à 10^5	10^2 à 10^4

Table 3 : Concentrations en ppm dans les minéraux

(2) Sites à faible énergie : sur les faces inter ou intracristallines (clivages, fractures). Les liaisons sont du type électrochimique (Van der Waals).

(3) Oxydes du type uraninite ou uranothorite. Ces formes sont très facilement altérables et solubles dans l'eau.

Tous ces processus géochimiques rendent une généralisation de la répartition des sources de chaleur impossible, chaque type de croûte ayant son individualité. Mais certaines tendances et correlations apparaissent entre les teneurs en éléments radioactifs et l'index de différenciation, l'index de métamorphisme, les teneurs en silices, etc... (Tilling et al., 1970 ; Lambert

et Heier, 1967 ; Dostal et Capedri, 1978). La répartition verticale des éléments radioactifs est de toute évidence décroissante (cf. Table 4) quand la profondeur croît.

		Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	A(10^{-6} Wm^{-3})	Origine
Croûte supérieure	Syénites	4 à 8	40 à 60 et +	5 à 6	4 à 6	Compilation
	Granites	4 à 8	8 à 35	4	3 à 5.5	Compilation
	Granodiorites	2.4	8	4	1.5 à 2.0	Rogers (1968)
	Schistes-Gneiss	1 à 4	5 à 15	2 à 3	1 à 2	Compilation
Croûte moyenne	Migmatites	2.7	18.5	4	2.4	Smithson et Decker (1974)
Croûte inférieure	Granulites acides	1	15	2.7	1.6	Compilation
	Granulites basiques	0.4	1.5	0.7	0.3	Compilation
	Gabbros	0.8	3.8	0.3	0.2	Heier et Carter (1964)
	Eclogites	0.2	0.5	0.2	0.1	Heier et Carter (1964)
Manteau Supérieur	Dunite Péridotite	0.01	0.05	0.1	0.02	Heier et Carter (1964)

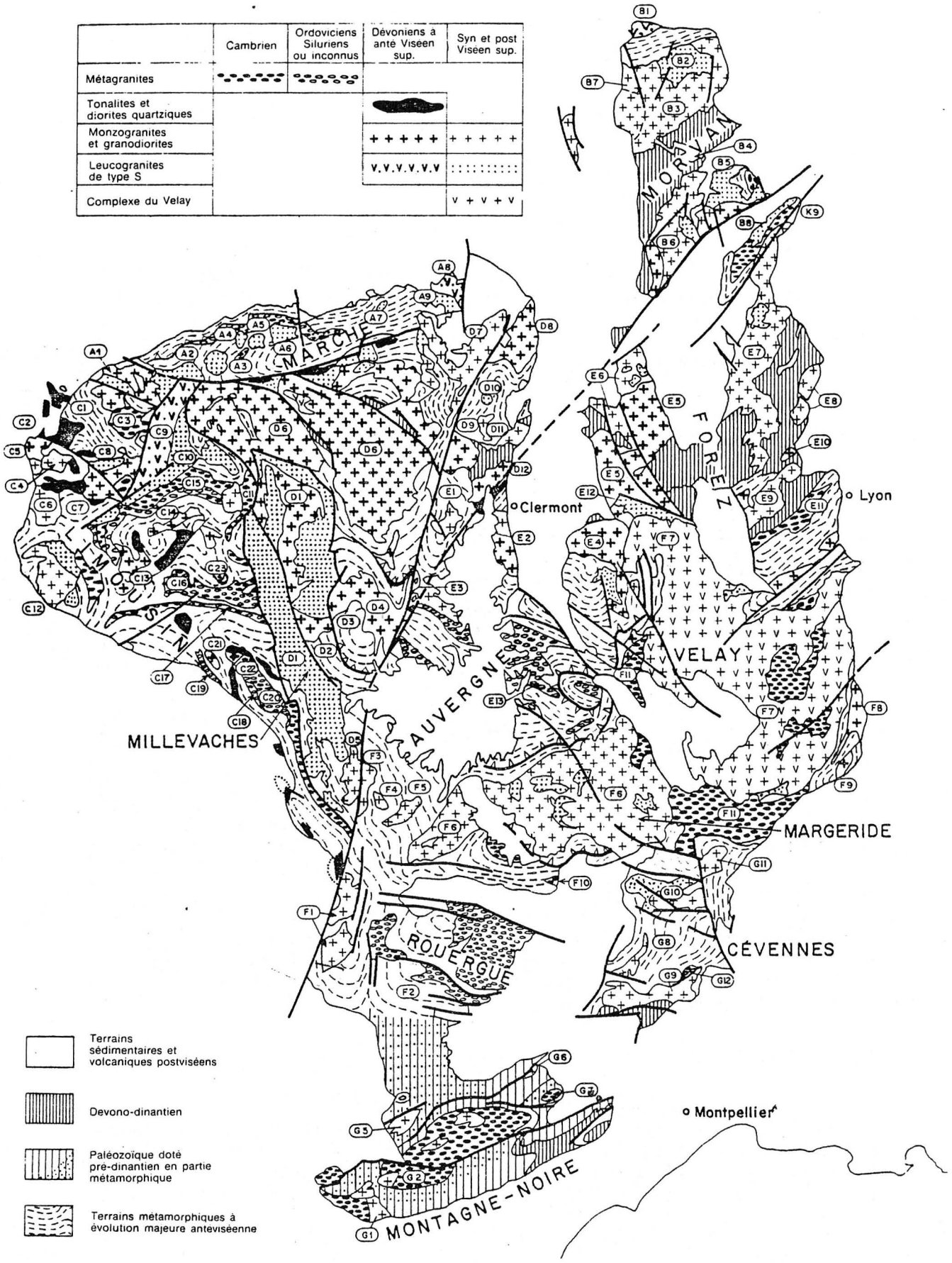
Table 4 : Concentration des isotopes radioactifs et production de chaleur pour différents types de roches

2 - LA FORMATION DE LA CROUTE DU MASSIF CENTRAL

Le socle du Massif Central est formé de roches paléozoïques peu métamorphiques au Sud, et même parfois non métamorphiques (Montagne Noire), jusqu'à des roches atteignant des hauts degrés de métamorphisme au Nord (Haut Allier, Sioule). Ce socle a été intrudé au cours de l'orogenèse hercynienne par de nombreux petits massifs granitiques, qui représentent actuellement 50 % des roches affleurantes (Fig. 12). Un certain nombre d'études récentes (Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1978 ; Pin, 1979 ; Autran, 1980 ; Kornprobst et al., 1980) ont souligné la présence d'une discontinuité structurale majeure dans le socle séparant un domaine autochtone au Sud d'un domaine allochtone au Nord. L'ampleur du phénomène est telle (déplacement horizontal de 100 km) qu'il a été comparé à la tectonique himalayenne.

Période anté-hercynienne (se reporter à Autran, 1980 ; Autran et Lameyre, 1980 ; Kornprobst et al., 1980)

On ne connait pratiquement rien sur le Massif Central avant le Cambrien supérieur (vers 550-500 Ma). Bien qu'au Nord du Massif Armoricain, la présence d'un socle Icartien (2000 Ma) ait été mise en évidence, il est probable que celui-ci n'existait pas dans le Massif Central, comme dans la plupart des régions hercyniennes d'Europe d'ailleurs. La croûte s'est probablement formée


Cambrien
Ordoviciens Siluriens ou inconnus
Dévoniens à anté Viséen sup.
Syn et post Viséen sup.
Métagranites
Tonalites et diorites quartziques
Monzogranites et granodiorites
Leucogranites de type S
Complexe du Velay
MARCHE
LIMOUSIN
MILLEVACHES
AUVERGNE
ROUERGUE
MONTAGNE-NOIRE
MORVAN
FOREZ
VELAY
MARGERIDE
CÉVENNES
Clermont
Lyon
Montpellier
Terrains sédimentaires et volcaniques postviséens
Devono-dinantien
Paléozoïque doté pre-dinantien en partie métamorphique
Terrains métamorphiques à évolution majeure antéviséenne

au cours du Précambrien supérieur (phase Cadomienne : 600-650 Ma), comme semblent l'indiquer les faibles rapports initiaux du strontium dans les granitoïdes (Duthou, 1977 ; Didier et Lameyre, 1980 ; Autran et Lameyre, 1980). Les traces de l'orogène cadomien ne sont cependant observables que dans le Massif Armoricain, les Pyrénées et les Maures. Sa destruction induit une sédimentation pélitique au Brioverien terminal (Duthou, 1977).

A partir du Cambrien terminal, le Massif Central est caractérisé par une activité magmatique intense, avec la mise en place de granitoïdes, diorites, gabbros dont le caractère calco-alcalin est bien marqué (Didier et Lameyre, 1980 ; Kornprobst et al., 1980), ce qui suggère un prolongement de l'orogène cadomien à cette époque (Autran et Lameyre, 1980). La mise en évidence de granites subalcalins hypovolcaniques en Montagne Noire annonce l'installation d'un régime distensif à l'Ordovicien. Ce régime distensif de la croûte se généralise et se caractèrise par un magmatisme bimodal acide-basique typique (Pin, 1979 ; Autran et Lameyre, 1980). La présence de trondhjémites et tonalites, de granites subalcalins suggère un régime thermique caractérisé par des gradients de température élevés. Ce magmatisme bimodal a été daté à 486 - 487 Ma (groupe leptyno-amphibolique du Levezou et du Haut Allier).

Au silurien, le magmatisme se poursuit avec la mise en place de granitoïdes. A la même époque, la bordure nord du Massif Central est caractérisée par l'association d'un volcanisme tholéïtique et de la mise en place de granites alcalins.

La croûte du Massif Central est donc caractérisé de l'Ordovicien au Silurien (une centaine de Ma) par un régime distensif avec la formation de rifts et d'une croûte océanique dont on retrouve actuellement des lambeaux (Pin, 1979).

La période de distention cesse probablement au début du Dévonien.

Figure 12 : Géologie et emplacement des principaux granitoïdes du Massif Central (d'après Didier et Lameyre, 1980).

Liste des noms des massifs de granitoïdes du Massif central avec les datations (Rb/Sr et U/Pb) actuellement réalisées.

MARCHE : A1. Tersannes ; A2. Saint-Sulpice-les-Feuilles ; A3. Crozant ; A4. Lourdoueix ; A5. Measne ; A6. Crevant ; A7. Vesdun ; A8. Tronçais (~ 355 MA) ; A9. Cerilly.

MORVAN : B1. Avallon ; B2. La Pierre-qui-Vire (320 MA) ; B3. Les Settons ; B4. Gien-sur-Cure (~ 345 MA) ; B5. Mesvres ; B6. Luzy ; B7. Microgranite de Montreuillon ; B8. Leucogranite du Charollais.

LIMOUSIN : C1. Oradour - Saint-Genest ; C2. Availles-Limouzine ; C3. orthogneiss de Lanneau (505 MA) ; C4. Hiesse et Hesse (315 MA) ; C5. Saint-Germain-de-Confolens ; C6. Chirac ; C7. Saint-Junien-Vaulry (352 MA) ; C8. Blond (301 MA) ; C9. Brâme et Châteauponsac (≥ 360 MA et 348 MA) ; C10. Saint-Sylvestre - Saint-Goussaud (326 MA) ; C11. Auriat (320 MA) ; C12. Nontron - Saint-Mathieu (325-315 MA) ; C13. Nexon-Ladignac ; C14. Aureil (346 MA) ; C15. orthogneiss du Thaurion (532-520-462 MA) ; C16. orthogneiss de Meuzac (448 MA) ; C17. orthogneiss de Saint-Yrieix (468 MA) ; C18. orthogneiss d'Aubazines (434 MA) ; C19. orthogneiss du Saut-du-Saumon (476 MA) ; C20. orthogneiss de Mulatet (535-525 MA) ; C21. Estivaux ; C22. Chanteix ; C23. Saint-Germain-les-Belles.

MILLEVACHES, COMBRAILLES ET BOURBONNAIS : D1. Millevaches (327 MA) ; D2. Egletons ; D3. Meymac ; D4. Ussel ; D5. Glénat ; D6. Guéret (356 MA) ; D7. Montmarault ; D8. Tréban ; D9. Châteauneuf-les-Bains (~ 360 MA) ; D10. Echassières ; D11. Pouzol-Servant ; D12. Charbonnières-les-Varennes (334 MA).

AUVERGNE, FOREZ, BEAUJOLAIS, LYONNAIS : E1. Gelles ; E2. Royat ; E3. Métagranites de Tauves (427 MA) ; E4. Saint-Dier ; E5. Les Bois-Noirs, Madeleine, Saint-Julien-la-Vêtre (346 MA) ; E6. Le Mayet-de-Montagne (320 MA) ; E7. Saint-Maurice-Châteauneuf ; E8. Fleurie ; E9. Saint-Laurent-de-Chamousset ; E10. Brévenne (plagiogranites Dévonien sup. à Tournaisien de Saint-Vérand et Chindo) ; E11. métagranites d'Yseron (502 MA) ; E12. leucogranite de Vollore-Montagne ; E13. métagranite de Massiac (488 MA) et du Celoux (470 et 410 MA).

ROUERGUE, AUBRAC, MARGERIDE, VELAY, VIVARAIS : F1. Villefranche-de-Rouergue ; F2. Le Pinet-Cassagnès (447-350 MA) ; F3. Omps-Boisset ; F4. Marcolès (~ 310 MA) ; F5. Veinazès ; F6. Entraygues-Margeride (323 MA) ; F7. Velay ; F8. Tournon (336 MA) ; F9. Saint-Cierge-la-Serre ; F10. métagranodiorite du Lot (540 MA) ; F11. métagranite de Fix.

MONTAGNE NOIRE ET CÉVENNES : G1. Le Lampy ; G2. Les Martys (323 MA) ; G3. métagranite subalcalin de Plaisance (520 MA) ; G5. Sidobre (280 MA) ; G6. Folat-Devèze (284 MA) ; G7. métagranite du Mendic (500 MA) ; G8. Aigoual (298 MA) ; G9. Saint-Guiral-Liron (280 MA) ; G10. Mont Lozère (291-293 MA) ; G11. Borne ; G12. métagranite de Saint-Jean-du-Gard (481 MA) ; G13. Anglès-La Salvetat (320 MA).

L'orogène hercynien

Avec le Dévonien débute une période fondamentale de l'orogène hercynien, mais relativement calme du point de vue magmatique : les deux blocs probablement séparés au cours de la phase précédente se rapprochent. Un premier épisode métamorphique de haute pression et haute température peut être interprété par le fonctionnement, probablement très bref compte tenu de la faible extension de la zone océanisée, d'une subduction. On peut trouver des reliques de haute pression (éclogites - granulites) dans les groupes leptyno -amphiboliques.

A la fin du Dévonien (vers 360 Ma), le blocage de la subduction s'opère et un écaillage majeur de la croûte (obduction ?) conduit à un épaississement crustal considérable (Autran et Lameyre, 1980 ; Kornprobst et al., 1980). Cet épisode correspond dans le Massif Central à un épisode métamorphique de pression intermédiaire, du type Barrovien (Kornprobst et al., 1980). La remontée, plus ou moins adiabatique des parties profondes de la croûte à la faveur des grands cisaillements, se traduit par une rétromorphose des assemblages minéralogiques précédents. C'est ainsi qu'on peut observer des roches du faciès granulite de haute pression ou des éclogites en association avec un encaissant moins métamorphique dans les groupes leptyno-amphiboliques (Kornprobst et al., 1980).

La fin du Dévonien est également caractérisée par une reprise de l'activité magmatique :

- Mise en place de diorites quartziques et tonalites parallèlement à la suture probable ;
- Mise en place des premiers granites hercyniens syntectoniques, tous d'affinité calco-alcaline en Limousin.

A partir du Carbonifère inférieur (Viséen supérieur) le magmatisme se généralise à tout le Massif Central (mise en place des granites post-tectoniques). Parallèlement, un épisode métamorphique intervient tardivement : celui-ci présente un caractère essentiellement thermique (métamorphisme de haute température) et est associé à l'existence de "dômes thermiques", liés probablement à l'épaississement crustal important, et responsables de la formation de granites d'anatexie (Velay par exemple).

La Croûte du Massif Central est donc relativement jeune et fortement granitisée. Elle comporte notamment une grande variété de granitoïdes dont les âges s'échelonnent du Cambrien supérieur au Carbonifère supérieur.

3 - LA PRODUCTION DE CHALEUR DES ROCHES DE SURFACE DU MASSIF CENTRAL

Cette étude présente un grand intérêt : si le flux de chaleur est relié à la production de chaleur de surface par la relation (2), les anomalies de production de chaleur seront alors associées à des anomalies du flux géothermique et une modification du champ de température. La compilation de données et l'analyse d'échantillons nouveaux a permis la création d'un fichier de 857 données de production de chaleur. L'étude méthodologique a été faite en détail (dans l'Annexe 4) et a montré une bonne cohérence entre les diverses données. Par contre, pour la plupart des échantillons provenant de la surface, il a été nécessaire d'évaluer les effets de l'altération météorologique, par une comparaison avec des données provenant de forage ou une étude de la

distribution des teneurs. Ces effets, qui sont probablement négligeables dans les roches métamorphiques compte-tenu de la grande homogénéité des teneurs et de la localisation de l'uranium dans les sites stables (Dostal et Capedri, 1978), peuvent atteindre 10 % pour la sous-estimation de la production de chaleur dans les granites à biotite et 50 % pour certains leucogranites du Limousin où l'uranium est essentiellement sous forme d'uraninite. Ces effets ont été corrigés dans la mesure du possible, mais il faut certainement admettre pour l'ensemble des données de production de chaleur une erreur relative qui représente 10 à 20 % de la valeur (c'est-à-dire du même ordre de grandeur que pour le flux de chaleur).

Production de chaleur de l'encaissant métamorphique

Les teneurs en éléments radioactifs et les valeurs de la production de chaleur sont très homogènes. La production de chaleur des paragneiss n'ayant pas atteint l'anatexie est 1.8 ± 0.5 μWm^{-3} (16 valeurs), celles des anatexites de 2.1 ± 0.4 μWm^{-3} (20 valeurs) et celles des orthogneiss de 2.5 ± 1.0 μWm^{-3}. (52 valeurs). Ces valeurs ne constituent pas, à proprement parler, une surprise, Smithson et Decker (1974) ayant déjà montré la grande stabilité des teneurs dans les roches métamorphiques. Les résultats individuels pour les roches paradérivées sont reportés sur la table 5, ces résultats pour les orthogneiss sur la table 6a.

Paragneiss et schistes épizonaux

	n	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	A(μWm^{-3})
Shistes verts	3	1.8(0.2)	8.1(1.3)	2.24(0.37)	1.26(0.18)
Shistes à séricite chlorite	1	2.5	18.0	3.15	2.23
Micashistes à 2 micas	3	2.0(0.5)	13.4(3.0)	2.62(0.90)	1.72(0.42)
Gneiss à deux micas	3	2.1(0.2)	15.1(0.8)	2.11(1.13)	1.83(0.16)
Gneiss à biotite sillimanite	4	3.1(0.5)	18.2(6.5)	2.55(1.34)	2.34(0.48)

Anatexites

	n	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	A(μWm^{-3})
Limousin	9	3.1(0.8)	13.1(2.8)	3.21(0.24)	2.07(0.36)
Morvan	9	2.7	12.6	3.7	1.97
Bourbonnais	2	2.5(0.5)	14.0(0.0)	2.82(0.51)	1.97(0.08)
Haut Allier	2	1.2(0.4)	19.0(7.1)	2.36(0.22)	1,88
Lyonnais	1	2.1	15.2	3.28	1.95
Velay	12	2.2	12.9	2.5	1.75

Table 5 : Valeurs en uranium, thorium, potassium et production de chaleur pour les roches paradérivées (d'après Lucazeau et Vasseur, 1981)

Production de chaleur des massifs granitiques

Quatre grandes familles peuvent être distinguées (en incluant les orthogneiss) suivant la répartition des éléments radioactifs dans les roches, dont les valeurs moyennes sont les suivantes :

(I) Ortogneiss U = 4 ppm Th = 16 ppm K = 3.8 % A = 2.5 μWm^{-3}
(II) Granites à biotite U = 5 ppm Th = 19 ppm K = 3.7 % A = 3.0 μWm^{-3}
(III) Granites à biotite U = 8 ppm Th = 35 ppm K = 4.2 % A = 4.9 μWm^{-3}
(IV) Granites d'anatexie U = 4 à 22 ppm Th = 16 ppm K = 3.9 % A = 2.5 à 8 μWm^{-3}

Les valeurs en U, Th et K, ainsi que la production de chaleur pour chaque massif sont données Table 6 (d'après Lucazeau et Vasseur, 1981).

Table 6a	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin						
Mulatet	5	4.1(1.2)	12.2(2.6)	3.55(1.11)	2.26(0.36)	535(21)
Thaurion (faciès oeillé)	6	3.3(2.5)	12.9(3.5)	3.64(0.62)	2.11(0.73)	532(20)
Thaurion (faciès isogranulaire)	4	3.9(0.6)	10.9(1.5)	3.23(0.42)	2.09(0.17)	523(12)
Lanneau	3	5.4(0.8)	10.9(1.9)	4.51(0.64)	2.60(0.24)	501(16)
Chateauneuf	4	3.1(0.6)	12.9(4.1)	3.74(0.39)	2.07(0.41)	484(21)
Thaurion (leptynite)	4	4.5(1.0)	19.2(0.8)	4.05(0.08)	2.93(0.31)	463(24)
Meuzac	4	2.5(0.7)	13.7(3.2)	2.96(0.62)	1.91(0.41)	448(9)
Thaurion (diatexites)	3	4.1(0.8)	20.0(4.3)	4.11(0.23)	2.86(0.52)	362(6)
Leucogranite de St Mathieu	3	3.5(0.9)	3.0(0.7)	3.75(0.05)	1.48(0.27)	315
Moyenne	*38*	*4.3(4.1)*	*14.4(5.0)*	*3.63(0.82)*	*2.50(1.11)*	
Morvan						
Crescent	4	4.0(3.0)	20.5(2.6)	4.20(0.60)	2.90(0.86)	
Bois de Tintry	3	2.4(0.2)	26.9(13.4)	4.62(0.53)	2.99(1.05)	
Moyenne	*7*	*3.3*	*23.2*	*4.38*	*2.94*	
Lyonnais (Yseron)	3	4.5(2.2)	10.4(0.9)	4.03(0.48)	2.28(0.59)	502(7)
Haut Allier						
Massiac	3	1.5(0.2)	19.6(6.8)	3.54(0.54)	2.13(0.45)	406(20)
Celoux	1	1.7	7.4	3.27	1.27	
Moyenne	*4*	*1.6*	*16.6*	*3.47*	*1.92*	

Table 6c	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Montagne Bourbonnaise						
Mayet de M.(γ porph.)	48	8.1(2.6)	36.8(6.4)	4.12(0.29)	5.11(0.82)	320
St Julien (γ porph.)	33	4.4(1.2)	29.7(6.7)	4.22(0.18)	3.64(0.85)	346
Bois Noirs (γ equi)	10	7.1(2.2)	27.0(5.7)	3.69(0.26)	4.11(0.77)	
Bois Noirs (grains fins)	50	7.2(3.3)	37.0(8.6)	4.22(0.26)	4.91(0.91)	
Bois Noirs (zone Sud)	29	5.0(1.4)	39.1(8.0)	4.40(0.29)	4.51(0.86)	
Mts de la Madeleine	41	6.9(2.7)	36.1(6.8)	4.46(0.31)	4.78(0.78)	
Moyenne	*280*	*7.2(3.2)*	*36.5(9.3)*	*4.21(0.42)*	*4.86(1.13)*	
Morvan						
Batholithe des Settons	36	6.1(3.3)	29.7(13.3)	4.23(0.38)	4.10(1.14)	
Batholite de Luzy	31	7.4(5.6)	35.7(39.0)	4.01(0.42)	4.83(4.10)	
Moyenne	*67*	*6.7(4.6)*	*32.4(28.5)*	*4.14(0.46)*	*4.44(2.93)*	
Tournon	7	8.7(4.0)	35.6(9.0)	4.44(0.37)	5.21(1.26	336
Charollais						
St Laurent de Cham.	4	7.8(1.4)	36.4(5.0)	3.73(0.16)	4.94(0.71)	
St Maurice Chateaun.	6	13.8(8.9)	39.2(8.9)	4.01(0.14)	5.74(1.72)	
Moyenne	*9*	*8.9(3.7)*	*39.8(8.7)*	*3.89(0.21)*	*5.50(1.49)*	
Limousin						
Esse-Hiesse-Confolens	2	14.8(1.6)	23.5(2.3)	4.70(0.79)	5.95(0.50)	315
Chirac	1	11.3	31.5	3.52	5.52	
Moyenne	*3*	*13.6(2.1)*	*26.1(4.2)*	*4.30(0.84)*	*5.80(0.45)*	
Aigoual						
Nord Aigoual	2	6.3(0.8)	29.7(2.3)	3.9	4.12(0.04)	
Liron	2	7.5(0.1)	34.6(0.7)	3.7	4.75(0.07)	
Faciès hétérogène	1	6.8	33.3	3.8	4.49	
St Guiral	3	8.4(0.4)	29.6(0.5)	3.7	4.65(0.06)	
Moyenne	*8*	*7.5(1.0)*	*31.4(2.5)*	*3.76(0.08)*	*4.52(0.25)*	*298*

Table 6b	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin						
Guéret	27	6.2*(1.4)	20.1(3.0)	3.52(0.30)	3.35(0.35)	355(10)
Cieux-Vaulry-St Junien	5	6.4(2.7)	16.8(5.9)	3.79(0.42)	3.22(0.70)	352
Aureil	9	6.4(2.5)	15.3(5.7)	3.65(0.15)	3.11(0.79)	346
Millevaches	8	5.6(1.9)	22.0(6.5)	4.14(0.48)	3.41(0.44)	327
Piegut Pluviers	5	4.3(1.3)	19.0(4.5)	3.04(0.33)	2.76(0.53)	315
Moyenne	*54*	*5.4(1.9)*	*19.2(5.1)*	*3.61(0.43)*	*3.10(0.54)*	
Lyonnais						
Montagny	4	4.5(0.4)	16.1(0.9)	2.76(0.75)	2.58(0.90)	
St Héand	1	3.2	23.8	3.29	2.85	
Charbonnière	1	4.6	10.4	3.01	2.23	
Moyenne	*6*	*4.3(0.6)*	*16.4(3.9)*	*2.88(0.56)*	*2.56(0.19)*	
Morvan (Glen s/Cure)	4	5.5(0.5)	22.0(2.9)	4.03(0.34)	3.38(0.34)	345
Margeride						
Faciès clair	4	6.1(3.6)	11.1(1.5)	3.52(0.11)	2.71(0.85)	
Faciès moyen	4	3.4(0.5)	15.7(0.5)	3.57(0.30)	2.33(0.27)	
Faciès sombre	11	5.3*(1.6)	25.3(10.6)	4.73(0.91)	3.61*(1.13)	
Moyenne	*19*	*5.0(2.3)*	*20.3(10.2)*	*4.23(0.91)*	*3.15(1.10)*	*323*
Lozère						
Faciès à biotite	4	4.1(1.9)	21.0(7.7)	4.53(0.40)	2.99(0.63)	
Granite du Pont de Monvert	3	5.2(1.4)	24.4(4.0)	4.00(0.21)	3.47(0.67)	
Granite de la Borne	3	5.4(1.0)	22.4(2.2)	4.10(0.36)	3.39(0.44)	
Moyenne	*10*	*4.8(1.6)*	*22.4(5.7)*	*4.24(0.41)*	*3.25(0.63)*	*293*

Table 6d	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin Leucogranites						
Brame R		14.9*	12.7*		5.1*	360
Chateauponsac R		18.2*	8.7*		5.75*	348
Millevaches	11	10.9(3.7)	19.7(15.2)	4.20(0.36)	4.63(1.22)	327(7)
St Sylvestre R		23.3*	18.3*	4.04	7.77*	
Blond		20.0*	18.9*	3.22	6.99*	326(15)
Marche	128	5.7(2.4)	13.5(4)	3.70(0.34)	2.78	
Limousin granites à biotite						
Le Souterraine	6	8.7(3.0)	14.3(3.6)	3.80(0.16)	3.63(0.56)	
Chanon	50	7.3(3.9)	12.6(12.1)	3.58(0.77)	3.14(1.31)	
Ladapeyre	9	13.0(14.9)	16.9(7.4)	4.15(0.52)	4.97(3.92)	
Moyenne	*65*	*8.2(6.9)*	*13.3(11.1)*	*3.68(0.73)*	*3.43(0.56)*	
Morvan						
Pierre qui Vire	10	6.8(1.6)	14.5(5.2)	4.26(0.34)	3.15(0.46)	
Mesvres	4	7.7(4.9)	10.6(11.4)	4.37(0.46)	3.16(1.36)	
Avallon-Semur	3	7.0(1.6)	17.7(3.9)	4.20(0.17)	3.47(0.29)	
Moyenne	*17*	*7.0(2.8)*	*14.1(7.3)*	*4.07(0.38)*	*3.21(0.77)*	
Velay						
Granite à biotite	3	2.9(0.9)	16.7(6.5)	3.20(0.57)	2.23(0.68)	
Granite à cordiérite	5	4.6(1.8)	17.5(5.6)	3.05(0.55)	2.72(0.68)	
Leucogranite	1	7.5	12.3	4.3	3.26	
Moyenne	*8*	*3.9(1.7)*	*17.2(6.0)*	*3.10(0.57)*	*2.23(0.68)*	
Lozère leucogranite	5	3.6(0.5)	11.4(4.6)	4.42(0.24)	2.16(0.44)	
Margeride	1	8.5	16.3	4.50	3.79	

Table 6 : Valeurs en U, Th, K et Production de chaleur des quatre familles familles de granitoïdes du Massif Central. Les familles (I),(II),(III) et (IV) correspondent respectivement aux tables 6a, 6b, 6c, 6d. Les chiffres (1), (2), (3), (4), (5) et (6) correspondent au nombre de valeur, à la moyenne en ppm pour l'uranium, pour le thorium, à la moyenne en % pour le potassium, à la moyenne en μWm^{-3} pour la production de chaleur et à l'âge Rb/Sr.

Ces quatre familles sont sensiblement les mêmes que celles proposées par Didier et Lameyre (1980) à partir de l'évolution du Sr en fonction de l'âge Rb-Sr. Elles peuvent d'ailleurs se grouper dans un diagramme production de chaleur en fonction de l'âge Rb-Sr (Fig. 13). A l'intérieur des trois premières familles, on n'observe aucune évolution en fonction de l'âge, seule la production de chaleur dans les leucogranites évolue avec l'âge Rb-Sr. Il semble donc, pour les granites du Limousin, que la production de chaleur est relativement constante à l'intérieur d'un type appartenant à une lignée évolutive donnée. La valeur de la production de chaleur serait donc constante sur toute l'épaisseur du granite (rien ne prouve en effet que tous les granites d'une même lignée correspondent à la même surface d'érosion. Par contre,

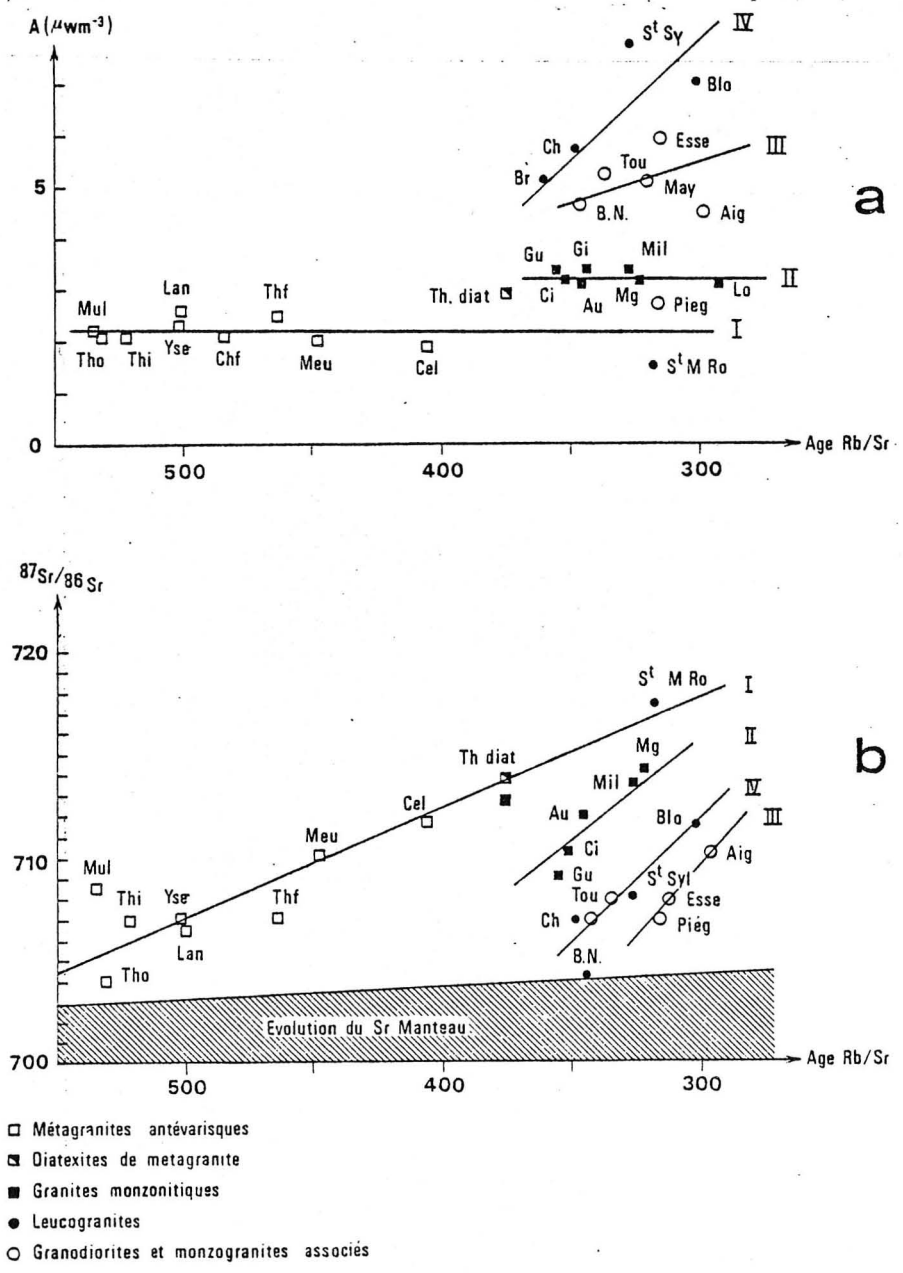


Figure 13 : a) Diagramme production de chaleur en fonction de l'âge Rb/Sr
b) Evolution du strontium en fonction de l'âge Rb/Sr
(Lucazeau et Vasseur, 1981)

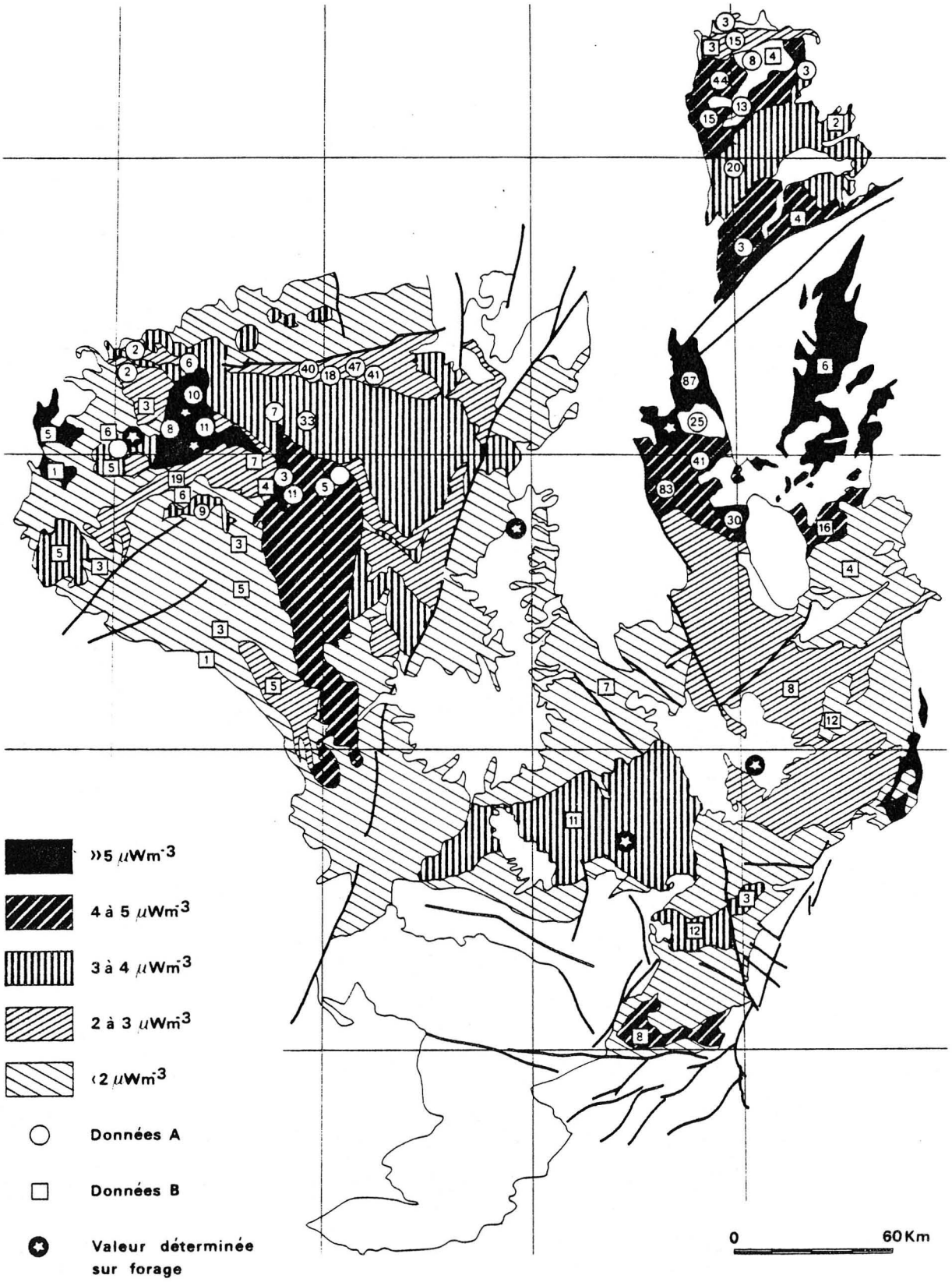


Figure 14 : Carte de la production de chaleur des roches de surface dans le Massif Central

Les cercles indiquent les données provenant d'un fichier de données de Nancy ; les carrés indiquent les données obtenues par activation neutronique à Montpellier ; les chiffres précisent le nombre de valeurs

les leucogranites qui ont été affectés par des circulations de fluides tardimagmatiques, qui présentent une évolution de la production de chaleur avec l'âge pourraient présenter une décroissance de la production de chaleur avec la profondeur, mais cela reste à démontrer.

Conclusions

Cette étude de la production de chaleur des roches de surface permet de localiser deux zones anormales (Fig. 14) :

- les leucogranites du Limousin et du Millevaches, localisés au niveau du chevauchement majeur (Burg et Matte, 1978) ;
- les granites du Nord Est (Morvan, Charollais, Forez) qui présentent des caractères subalcalins et plus potassiques (Autran et Lameyre, 1980).

Or ces régions ne montrent pas d'anomalies locales du flux de chaleur et les valeurs individuelles du flux ne sont pas reliées aux valeurs de la production de chaleur de surface (Fig. 15).

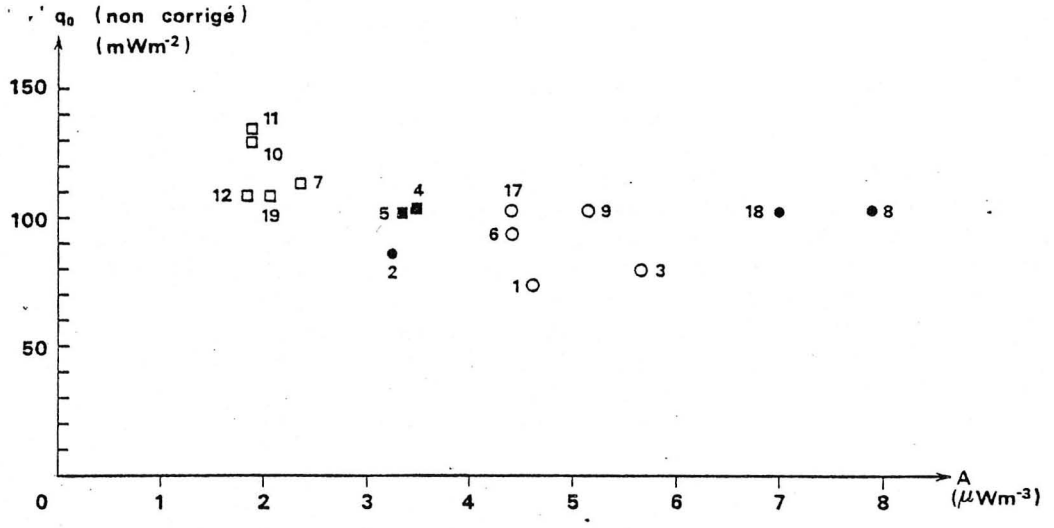


Figure 15 : Diagramme flux en fonction de la production de chaleur pour les données du Massif Central.
(d'après Lucazeau et Vasseur, 1981)

Ce phénomène peut être relié à un certain nombre de causes qui peuvent être :

- la faible épaisseur des granites mise en évidence par des arguments gravimétriques ou structuraux qui ne provoque pas une surcontribution significative du flux de chaleur (par exemple, un granite de 5 μWm^{-3} et de 3 km d'épaisseur provoque, par rapport à l'encaissant, une augmentation du flux de 8.25 mWm^{-2} alors que l'erreur qui affecte les mesures est comprise entre 10 et 20 mWm^{-2}) ;
- les variations latérales d'épaisseur de la croûte et des niveaux intracrustaux révélés par les études sismiques (Perrier et Ruegg, 1973) ;

- la proximité des évènements dynamiques récents (distension et volcanisme) qui laisse prévoir également des variations du flux non crustal.

Cette absence de relation linéaire entre le flux et la production de chaleur n'est d'ailleurs pas un cas isolé (Watremez, 1980 ; Smith et al., 1981), et une décroissance exponentielle des sources de chaleur ne peut donc être invoquée.

4 - REPARTITION VERTICALE DE LA PRODUCTION DE CHALEUR DANS LE MASSIF CENTRAL

De nombreuses observations sur les enclaves de socle remontées par le volcanisme néogène du Massif Central (Leyreloup, 1973 ; Leyreloup, 1974 ; Leyreloup et al., 1977 ; Dupuy et al., 1979), ainsi que des informations sismiques (Perrier et Ruegg, 1973 ; Sapin et Hirn, 1974 ; Hirn, 1980) sur la structure actuelle de la croûte permettent de modéliser schématiquement la croûte du Massif Central et la répartition verticale des sources de chaleur.

Nature de la croûte inférieure d'après les données pétrologiques

Les parties profondes de la croûte ont été amenées en surface à la faveur des grands chevauchements crustaux hercyniens, en particulier dans la région du Haut Allier (Forestier et al., 1973 ; Marchand, 1974 ; Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1978). Mais on peut observer cette croûte inférieure granulitique *in situ* grâce aux enclaves ramenées par le volcanisme néogène et quaternaire depuis la chaîne des Puys et la Sioule au Nord, jusque dans la région de Montpellier au Sud (Leyreloup, 1974). La région à l'Ouest du sillon Houiller, épargnée par le volcanisme, n'est pas séparée structuralement de la précédente (Burg, comm. pers.) et on peut présumer que la nature de la croûte inférieure n'est pas trop éloignée de celle qu'on observe grâce aux enclaves granulitiques dans les autres régions. Le toit de la série est constitué par une série granulito-charnockitique paradérivée formée de paragneiss khondalito-kinzigitique (GKK), et de granulites s.s. La base est formée par une série charnockitique orthodérivée, essentiellement basique. Au niveau du Moho, on aurait une semelle formée de gabbros, norites, péridotites et roches ultrabasiques (Leyreloup, 1974). L'étude des inclusions fluides dans ces enclaves (Dupuy et al., 1979) permet de localiser leur profondeur actuelle entre 12 et 15 km et 23-25 km de profondeur. La densité de la première série est inférieure à 2700 kg/m^3, celle de la deuxième est voisine de 2800 à 2900 kg/m^3 (d'après Dupuy et al., 1979).

Production de chaleur de la croûte inférieure

Cette croûte granulitique est réputée pour être particulièrement appauvrie en éléments radioactifs (Lambert et Heier, 1968, etc...). D'une manière générale, les échantillons du Massif Central, qui proviennent soit de surface (granulites du Haut Allier), soit des enclaves ramenées par différents volcans (Cantal, Chaîne des Puys, Velay, Coirons, Languedoc ...) respectent ces tendances générales. Mais les gneiss khondalito-kinzigitiques sont particulièrement enrichis et leurs teneurs en éléments radioactifs ou leur production de chaleur sont très similaires à celles obtenues dans les anatexites ou

les gneiss de surface. Cette analogie se rencontre d'ailleurs aussi au niveau des éléments majeurs et traces (en particulier des Terres Rares qui ont été dosés en même temps que l'uranium et le thorium). Nous avons synthétisé tous les résultats obtenus pour le Massif Central sur les échantillons de surface et les enclaves, dans la table 7, en indiquant également les proportions remontées statistiquement par types de roches au niveau de Bournac (Dupuy et al., 1979)

	ROCHES ACIDES SiO_2 > 65 %		ROCHES INTERMÉDIAIRES 65 % > SiO_2 > 55 %									ROCHES BASIQUES SiO_2 < 55 %					
			GKK				Roches méta.			roches ortho.							
Roches de Surface	Leptynite Ht. Allier		Haut Allier				Haut Allier					Amphibolites Haut Allier	Granulites				
Enclaves		Bournac		Bournac	Languedoc	Cantal		Cantal	Bournac	Puys	Bournac			Bournac	Coirons	Cantal	Languedoc
U (ppm)	0.65 (0.13)	0.53	2.28 (0.76)	1.24	2.1	2.2	1.4	0.9	0.6	0.3 (0.1)	0.43	0.6	0.3	0.43	0.9 (0.7)	0.2	1.0 (0.9)
Th (ppm)	11.1 (1.8)	6.3	16.0 (1.3)	18.9	16.9	11.8	4.2	4.7	6.0	0.3 (0.2)	1.5	0.9	1.0	1.5	0.4 (0.1)	0.1	0.3 (0.2)
K (%)	4.01 (0.48)	3.54	2.71 (0.61)	2.35	2.49	1.74	0.51	2.91	1.84	1.89 (1.04)	1.09	0.92	0.80	1.09	0.21 (0.02)	0.30	1.89 (1.04)
A (μWm^{-3})	1.34 (0.12)	0.93	1.99 (0.35)	1.89	2.01	1.58	0.70	0.84	0.76	0.30 (0.12)	0.32	0.29	0.24	0.32	0.30 (0.20)	0.1	0.46 (0.38)
n	3	3	2	9	1	1	1	1	5	2	5	9	8	25	2	1	2
Fréquence % d'apparition dans les enclaves du Velay	5 %		20 %				15 %			10 %		50 %					
Moyenne U (ppm)	0.59		1.56				0.68			0.39		0.49					
Moyenne Th (ppm)	9.7		17.7				5.8			1.1		1.3					
Moyenne K (%)	3.78		2.37				1.83			1.32		0.96					
Moyenne A (μWm^{-3})	1.21		1.89				0.76			0.31		0.31					

Table 7 : Teneurs en éléments radioactifs et production de chaleur des divers types de granulites du Massif Central (d'après Lucazeau et Vasseur, 1981)

Structure de la croûte d'après les grands profils sismiques expérimentaux (Fig. 16)

La transition croûte-manteau peut être mise en évidence par l'observation des arrivées des ondes P_n, et la vitesse des ondes P peut être déduite dans le manteau. Ce type d'étude ne met pas en évidence de niveau à faible profondeur qui pourrait correspondre aux granites. Par contre, l'observation d'ondes réfléchies avant les ondes P_MP à courte distance permet de mettre en évidence 1 ou 2 niveaux intracrustaux profonds. Dans le massif Armoricain, qui peut être assimilé au domaine hercynien stable, l'épaisseur crustale est de 30 km environ et la vitesse des ondes P dans le manteau est de 8.2 km/s. Deux reflecteurs intracrustaux ont été mis en évidence à 15 km et 22 km de profondeur. Les vitesses des ondes P dans les trois niveaux crustaux sont respectivement 6.0 km/s, 6.2 km/s et 6.8 km/s. Dans le Massif Central, trois types de croûte peuvent être mis en évidence :

(1) une croûte continentale voisine de celle observée en Bretagne à l'Ouest du Sillon Houiller ;

(2) une croûte moins épaisse à l'Est du Massif Central (24 km sous le bassin de Blanzy, Morvan et la Camargue ; 29 km dans le Vivarais) mais surmontant un manteau normal de vitesse des ondes P ∿ 8.05 km/s. Ce type de croûte est formé de deux couches dont la vitesse du niveau inférieur varie de 6.2 - 6.4 km/s quand la croûte est mince, à 6.5 - 6.8 km/s quand la croûte est épaisse ;

(3) une croûte très amincie (24 km) surmontant un manteau anormal de vitesse des ondes P, allant de 7.4 km/s sous la croûte à 8.4 km/s à 40 km de profondeur. Ce type de croûte est pratiquement monocouche et se localise sous la région des grabens et des volcans d'Auvergne. C'est le même type de croûte que l'on rencontre sous le graben Rhénan (Fuchs,et al., 1981).

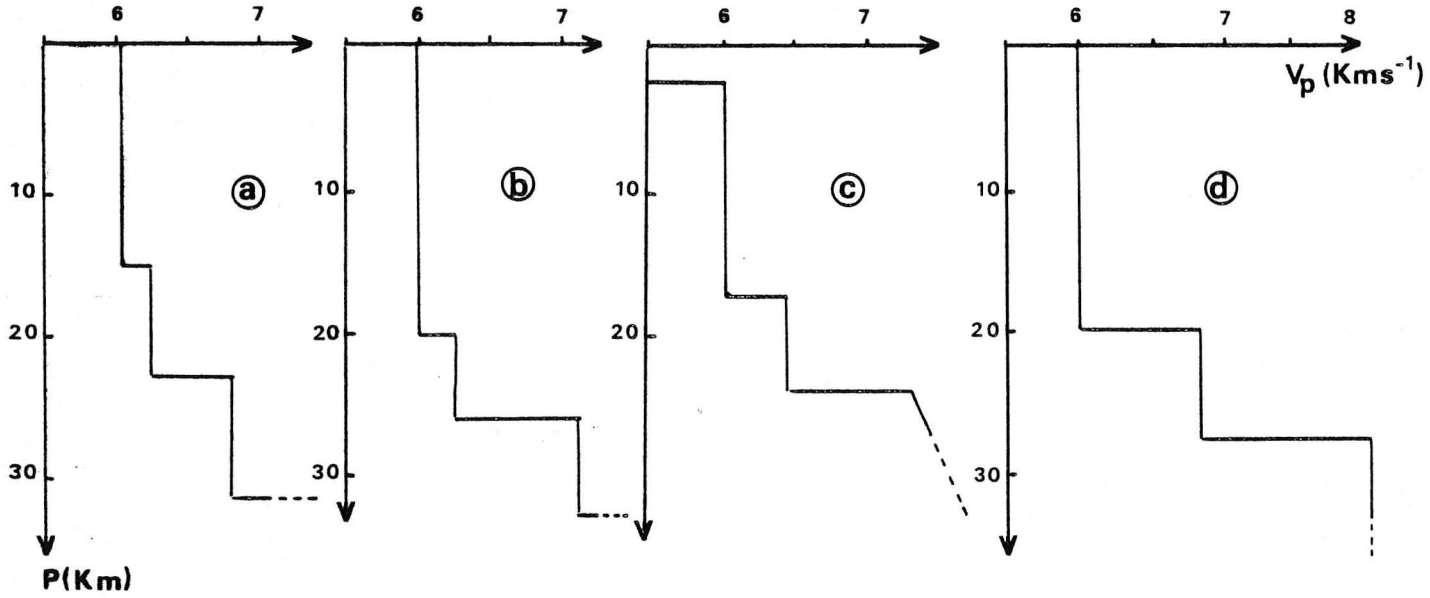


Figure 16 : Modèles de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour : a) la Bretagne ; b) le Limousin ; c) les Limagnes ; d) la bordure est du Massif Central

Modèles de croûte pour le Massif Central

Compte tenu des informations pétrologiques et sismiques disponibles pour le Massif Central, nous avons essayé, à la lumière d'études expérimentales sur les vitesses des ondes P dans les divers matériaux crustaux en relation avec les conditions thermodynamiques (P, T) (Christensen et Fountain, 1975 ; Lin et Wang, 1980), d'affecter un type pétrologique à des gammes de vitesses sismiques. A l'instar de Smithson et Decker (1974), nous diviserons la croûte en trois parties.

(1) Croûte supérieure : elle est formée d'un ensemble de granites et de roches métamorphiques. L'épaisseur des granites est faible en général, et ceux pour lesquels l'anomalie de Bouguer est la plus forte n'excèdent pas 5 à 8 km (Pétrequin, 1979 ; Aghshahi, 1979 ; Muon, 1980). La production de chaleur est celle observée en surface.

(2) Croûte moyenne : elle est formée par le substratum hercynien migmatitique et pourrait se prolonger vers 15-20 km de profondeur (1er réflecteur sismique). Sa production de chaleur est de 2.25 μWm^{-3} (moyenne des anatexites et des orthogneiss).

(3) Croûte inférieure : elle est formée de 1 ou 2 niveaux sismiques et peut être absente (sous les Limagnes). Elle est formée de deux séries granulitiques :

- une série granulito-charnockitique (GKK) dans la partie supérieure, de densité 2700 kg/m^3 et de production de chaleur 1.9 μWm^{-3};
- une série charnockitique dans la partie inférieure, de densité 2900 kg/m^3 et de production de chaleur 0.3 μWm^{-3}.

Nous avons supposé que dans la croûte de type (1), à l'Ouest du Sillon Houiller, l'épaisseur de la croûte inférieure est suffisamment grande pour permettre la séparation des deux niveaux. La croûte de vitesse 6.2 km/s correspondrait alors à la première série (GKK), tandis que la croûte inférieure de vitesse 6.8 à 7.1 km/s correspondrait à la 2ème série (charnockites).

Dans le cas de la croûte de type (2), à l'Est du Massif Central, l'épaisseur plus faible de la croûte inférieure ne permettrait pas de discriminer les deux niveaux (les études GPS ne mettent en évidence que les grandes longueurs d'onde) et on obtiendrait alors un seul niveau de vitesse intermédiaire 6.5 à 6.8 km/s. La production de chaleur affectée à ce niveau est de 0.8 μWm^{-2} (moyenne pondérée par les pourcentages statistiques de remontées des enclaves).

Variations du flux non crustal

Afin de rendre compte des différents types de croûte observés et des variations du flux de chaleur en surface, nous avons distingué 8 zones représentatives du Massif Central (dans l'état actuel des connaissances). Ces huit

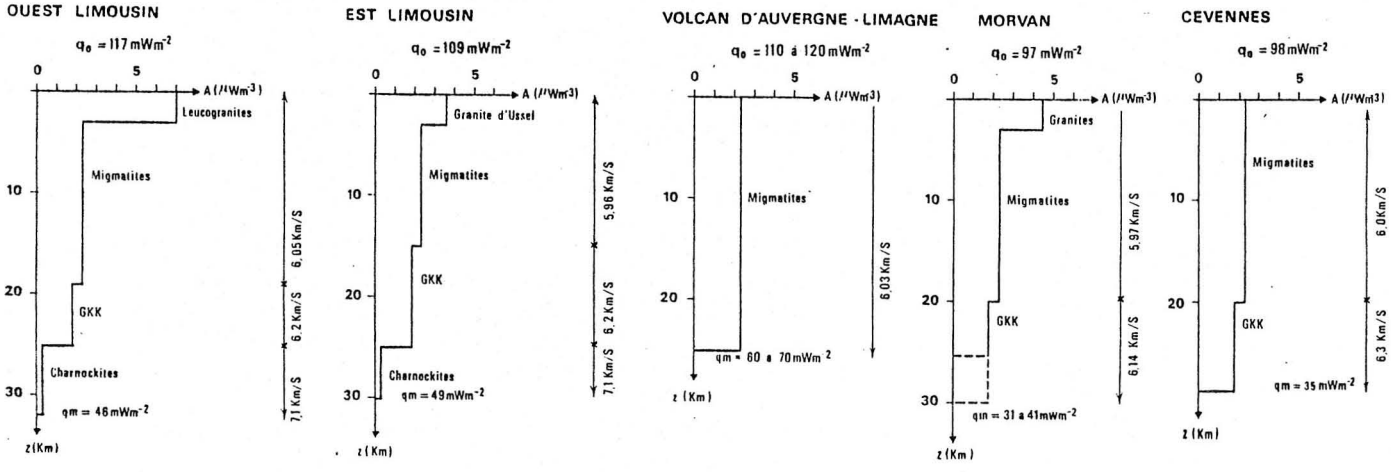


Figure 17 : Modèles de répartition verticale de la production de chaleur et variations du flux d'origine non crustale pour 8 régions représentatives du Massif Central (d'après Lucazeau et Vasseur, 1981).

zones sont présentées sur la figure 18 et mettent en évidence des variations régionales du flux d'origine non crustal. La région des Limagnes et des volcans d'Auvergne est affectée par un flux non crustal très important de l'ordre de 60-70 mWm^{-2} et comparable au flux réduit proposé par différents auteurs pour les régions d'extension crustale (Basin and Range (USA) : 69 mWm^{-2}; S.E. Australie : 57 mWm^{-2} (Vitorello et Pollack, 1980)). Les régions du Forez, de la Margeride et l'Ouest du Sillon Houiller ont des flux non crustaux de l'ordre de 45-50 mWm^{-2}. Toute la partie Est (Morvan, Velay, Cevennes) est caractérisée par des valeurs encore plus faibles du flux non crustal (35 mWm^{-2}). Le Massif Central est donc affecté d'une anomalie positive du flux non crustal centrée sur la région des Limagnes et des volcans d'Auvergne, et qui présente une dissymétrie (45 mWm^{-2} dans le Limousin ; 35 mWm^{-2} à l'Est) sur ses bords.

CONCLUSIONS

L'étude de la production de chaleur dans le Massif Central, appuyée sur un nombre important de données (près de 1000), montre que la contribution crustale d'origine radioactive au flux de chaleur est particulièrement forte. Ceci confirme les observations de Chapman et al. (1979) et Watremez (1980) qui ont montré que le flux de chaleur était anormalement élevé pour les régions hercyniennes (Bohême, Bretagne) dans la relation flux de chaleur en fonction de l'âge de la lithosphère. La croûte des régions hercyniennes est jeune, et n'a guère été affectée par des transformations magmatiques importantes, qui auraient pu reconcentrer les éléments radioactifs en surface. La grande épaisseur de la zone migmatitique, qui s'étend depuis la surface jusqu'aux gneiss KK, à peine moins producteurs de chaleur, à une profondeur de 20-25 km, est responsable de cette contribution importante. Par contre, les granites du Massif Central, des laccolites peu épais en général, apportent une surcontribution au flux très faible ($\sim$ 10 mWm^{-2}), et non détectable compte tenu de l'erreur qui affecte les données du flux de chaleur de surface. La modélisation de la croûte permet de proposer des modèles de répartition des sources de chaleur dans la croûte pour différentes régions du Massif Central. Ceci permet d'observer les variations du flux d'origine profonde qui est de 45-50 mWm^{-2} à l'Ouest du Sillon Houiller, qui atteint un maximum de 60 - 70 mWm^{-2} sous les Limagnes et diminue à l'Est du Massif Central jusqu'à 35 mWm^{-2}.

La conclusion de cette étude peut être la modélisation du régime thermique *stationnaire* dans la croûte du Massif Central par une coupe Ouest-Est, qui rend compte des différents modèles crustaux ainsi que des variations du flux non crustal. Cette coupe (Fig. 18) montre que la répartition des isothermes est fortement perturbée dans la zone à croûte amincie : les températures à 32 km (10 kbars) sont de 900°C sous le Limousin ; elles sont supérieures à 1000° C sous les Limagnes et seulement de 700°C à l'Est du Limousin. Cette remontée des isothermes peut être reliée à l'amincissement lithosphérique sous le Massif Central, associé aux phénomènes dynamiques récents (distension ce volcanisme). Mais l'hypothèse stationnaire n'est certainement qu'une grossière approximation compte tenu des constantes de temps de la conduction dans la croûte (10 Ma environ) et la proximité des évènements dynamiques (volcanisme subactuel) récents.

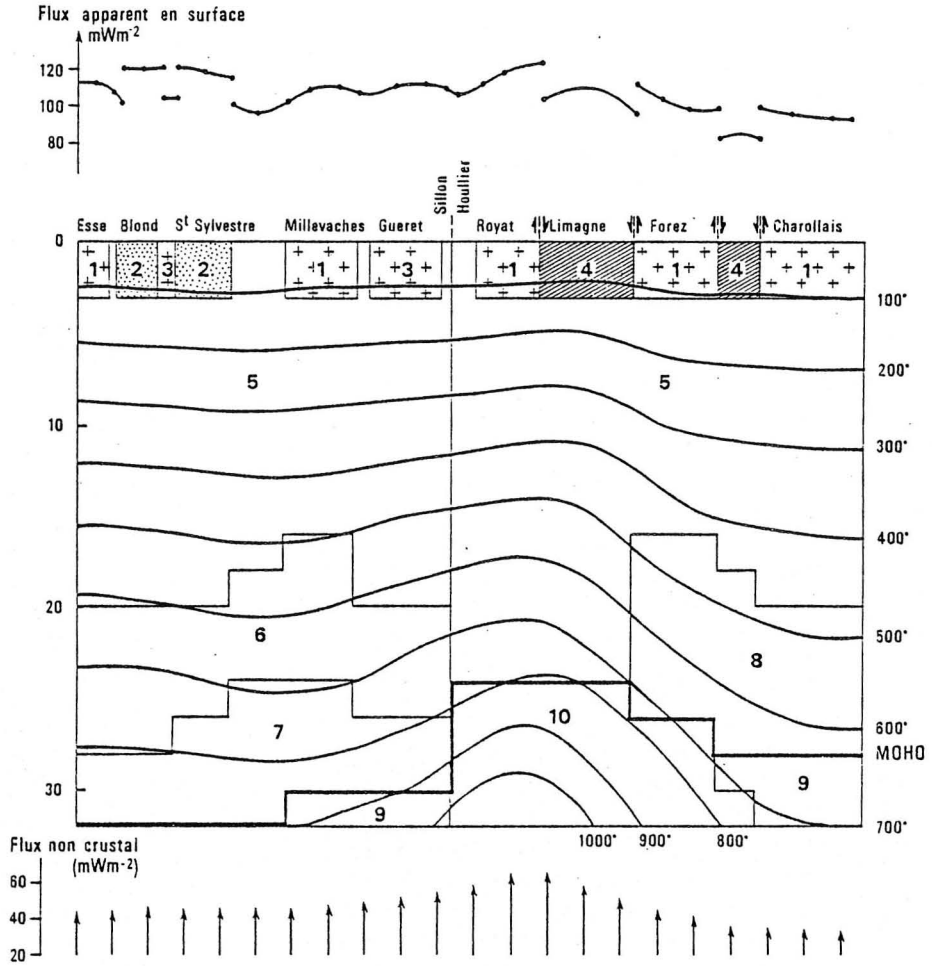


Figure 18 : Répartition de la température dans la croûte du Massif Central (hypothèse d'un régime stationnaire, Lucazeau et Vasseur, 1981)

Troisième partie : L'ÉVOLUTION DYNAMIQUE

INTRODUCTION

Le flux de chaleur élevé dans le Massif Central peut être expliqué, d'une part par la composante crustale radioactive anormalement élevée (50 à 60 % du flux de surface et, d'autre part, par la présence d'un flux non crustal qui représente la somme d'une composante mantellique profonde estimée à 27 mWm^{-2} d'après Vitorello et Pollack (1980) et d'une composante transitoire. Cette composante transitoire atteindrait donc dans la région à croûte amincie (qui correspond en surface aux grabens des Limagnes et aux volcans d'Auvergne) la valeur de 30 à 40 mWm^{-2}, soit environ 30 % du flux de surface alors qu'elle ne serait que de 10 % sur la bordure est du Massif Central et 20 % sous le Limousin. Cette forte contribution du flux d'origine transitoire conduit à revoir l'hypothèse stationnaire. C'est pourquoi il est nécessaire de modéliser l'évolution thermique par rapport à l'évolution dynamique de la lithosphere, dans l'hypothèse d'un régime transitoire. Pour cela on doit apporter un certain nombre de contraintes temporelles d'une part, qui peuvent être déduites des informations géologiques et géochronologiques, et un certain nombre de contraintes sur la structure actuelle de la lithosphère d'autre part, qui peuvent être déduites des études géophysiques. En effet, les modifications du champ de températures influent très sensiblement sur les autres données géophysiques et c'est pourquoi nous étudierons au préalable l'anomalie gravimétrique profonde du Massif Central. Nous proposerons ensuite un modèle de l'évolution thermique et dynamique de la lithosphère dans le Massif Central.

1 - LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Le Massif Central a été affecté, depuis la fin de l'orogenèse hercynienne, par un certain nombre de mouvements verticaux de l'écorce. Ainsi la fin du Paléozoïque (Permien) a été caractérisé par une phase distensive importante, qui a contribué au démantellement rapide de la chaîne hercynienne (Vetter, 1971). Au cours du Mésozoïque, les mouvements verticaux de l'écorce se sont concrétisés par des cycles transgressifs et régressifs et un épisode de volcanisme alcalin datant de cette époque a été mis en évidence dans les gorges du Tarn (Baubron et al., 1978). Au Paléocène et à l'Eocène, le volcanisme alcalin (en général sous-saturé avec néphéline normative) apparait sporadiquement dans le Massif Central (Maury et Varet, 1980), annonçant les phénomènes dynamiques importants qui vont affecter la période depuis le début de l'Oligocène jusqu'à l'époque actuelle.

La distension oligocène

L'Oligocène (40-30 Ma) est caractérisé par une distension intracontinentale majeure qui affecte toute l'Europe occidentale (de la Méditerranée à la Norvège). Cette fracturation de la lithosphère à l'echelle européenne et la formation de grabens qui en résulte, est liée d'après Tapponnier (1977) au système particulier des contraintes (Fig. 19). L'ouverture de l'Atlantique sud aurait provoqué un mouvement de l'Afrique vers l'Est, entrainant, à la faveur de promontoires comme l'Italie ou l'Arabie, une partie de l'Europe. Ce mécanisme serait donc apparenté plus aux phénomènes de tensions secondaires comme ceux qui semblent avoir affecté l'Asie (lac Baïkal), qu'à des phénomènes thermomécaniques dans le manteau supérieur comme le suggère Illies (1970, 1978). Dans le Massif Central, ce régime distensif se traduit par la mise en place d'un système de horst et de grabens en touches de piano (De Goer de Hervé et Mergoil, 1971). L'épaisseur des sédiments dans les grabens atteint au maximum 3000 m (fossé de Riom, Limagne ; Morange et al., 1971).

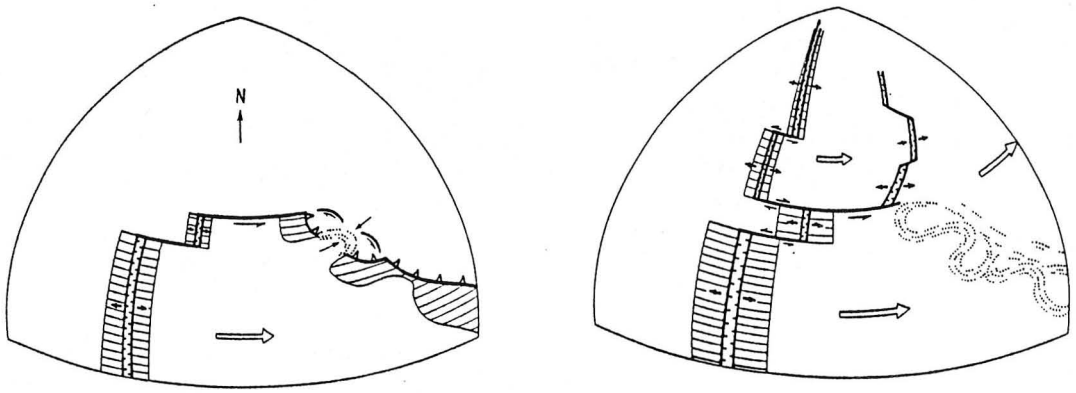


Figure 19 : Mécanismes de formation des grabens d'après Tapponnier (1977)

Le volcanisme alcalin

Il apparait, dans un contexte remarquablement semblable par rapport à l'arc alpin, dans plusieurs régions d'Europe occidentale (Fig. 20) et succède à la formation des grabens oligocènes.

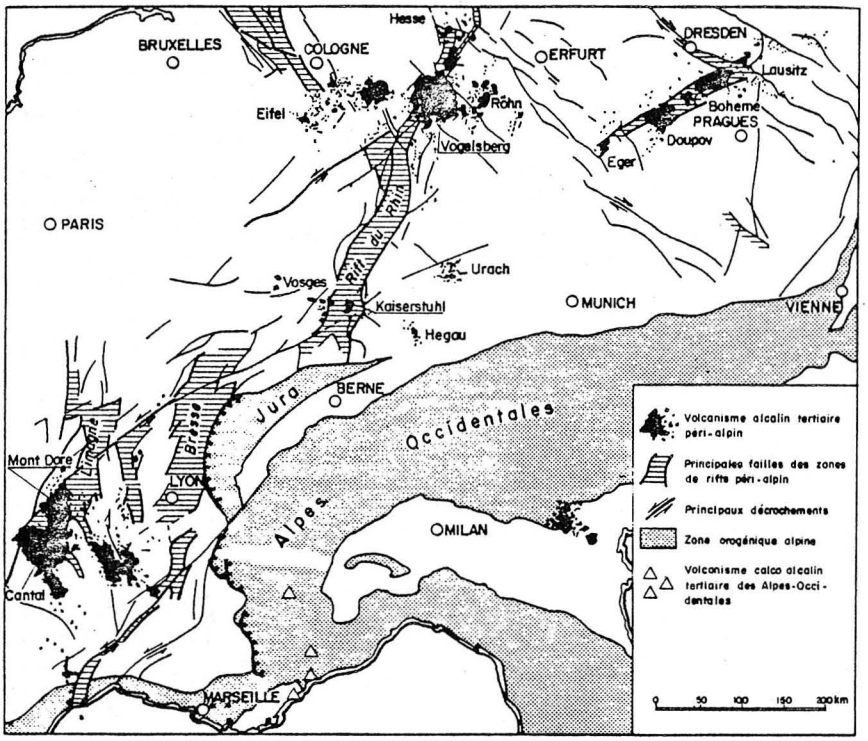


Figure 20 : Répartition du volcanisme alcalin en Europe occidentale (d'après Maury et Varet, 1980).

Dans le Massif Central, le volcanisme se localise à l'Est du Sillon Houiller et, bien qu'il apparaisse dès le Paléocène, c'est essentiellement à partir du Miocène que l'activité volcanique devient importante. On peut alors distinguer plusieurs phases (Maury et Varet, 1980) :

(1) Miocène inférieur (20 à 14 Ma) : le volcanisme se localise sur les grabens oligocènes (Limagne, Forez, Sillon Houiller et dans le Nord du Cantal). Les laves émises sont surtout des basanites.

(2) Miocène supérieur (10 Ma) : l'édification du Cantal débute et le volcanisme apparait dans le Vivarais et les Causses. Les laves émises sont toujours des basanites.

(3) Au Villafranchien inférieur (7 à 4 Ma), le volcanisme se généralise. Les laves émises sont surtout des basaltes alcalins mais quelques termes intermédiaires (hawaïtes, mugéarites, bennoreïtes) et différenciés (phonolites, rhyolites), apparaissent (Cézallier, Velay, Coiron) parfois en quantité abondante (Cantal).

Table 8 : Données sur le volcanisme alcalin du Massif Central d'après
(1) Brousse (1971)
(2) Brousse (1971)
(3) Kieffer (1971)
(4) Maury et Varet (1980)

Volcan	Type volcanologique	Dimensions de la zone volcanique	Superficie km^2	Volume de laves émis km^3	Point culminant actuel	Phases volcaniques (4)	Type de magma	Durée totale de l'activité volcanique	Taux Moyen Km^3/Ma
Cantal	Strato-volcan	Ø 60 km (3)	2700 (2)	4000-5000 (3)	Plomb du Cantal 1858m	(1) 19 à 13 Ma (2) 9 à 7.5Ma (3) 7 Ma (4) 6.5 à 3 Ma	Basanites-basaltes Pyroclastites Phonolites Basaltes	7 Ma	570 à 710
Mont Dore	Strato-volcan	Ø 30 km (3)	600 (2)	250-1000 (2)	Puy de Sancy 1886m	(1) 7 Ma (2) 3.3 Ma (3) 3 à 1.5 Ma (4) 1 à 0.2 Ma	Basaltes Pyroclastites Laves intermédiaires (Mugéarites, Benmoréites)	3 Ma	80 à 330
Cézallier	Fissural sur horst cristallin	35x15 km N-S (3)	240 à 400 (2)	200	1554m	7 à 3 Ma	Basaltes-Basanites quelques termes différenciés (phonolites) (4)	4 Ma	60 à 100
Chaîne des Puys	Fissural (80 appareils volcaniques sur horst cristallin)	30x3 km N-S (3)	120 (2)	60	Puy de Dôme 1465m	50 000 à 4 000 ans BP	Trachytes à basaltes (1) (2) (4)	45 000 ans	1300
Velay Vivarais	Fissural	50x20 km N-S (3)	100 (3)	10	Mont Mezenc 1754m	10 Ma 7.5 à 4 Ma 4 à 1 Ma	Basaltes Trachytes-Phonolites (1) (2) (4)	6 Ma	2
Deves	Fissural (150 appareils volcaniques sur horst cristallin)	50x15 km NO-SE (3)	600 (3)	200	1423m	3 à 1 Ma	Basaltes riches en nodules de péridotites (1) ; quelques termes différenciés (hawaïtes)	2 Ma	100
Aubrac	Fissural sur horst cristallin)	45x9 km NO-SE (2)	420 (2)	40 (2)	Mailhebiau 1471m	8 à 6 Ma	Basaltes - Mugéarites (1) (2) (4)	2 Ma	20
Coirons	Fissural	18x10 NO-SE	200 (2)	10	Montagne de Blandine 1017m	7.5 à 6 Ma	Basaltes. Quelques termes différenciés (Mugéarites) (4)	1.5 Ma	7
Sioule	Fissural (ponctuel aligné)					15 Ma	Basaltes indifférenciés		
Bourgogne Ménat Forez Limagne Sillon Houiller Causses Languedoc	ponctuel dispersé			qq 10 km^3 en tout		60 à 35 Ma 65 à 55 Ma 25 à 13 Ma 25 à 11 et 4 à 2 Ma 14.5,8-7,5.5 à 4 Ma 55,13,10-6,4-2 Ma 30, 20, 2-1 Ma	Séries monogéniques Matériaux basaltiques ou basanites		

(4) A la fin du Villafranchien et jusqu'au Pléistocène inférieur (4 à 1 Ma), l'activité volcanique est paroxysmale. Le volcanisme est complexe dans le Mont Dore et essentiellement basanitique dans la Sioule, le Deves et le Languedoc.

(5) Du Pléistocène supérieur à l'époque actuelle, le volcanisme est principalement basaltique. Le volcanisme apparait dans la chaîne des Puys (50 000 à 4000 ans BP.

Trois grands types vulcanologiques peuvent être distingués, traduisant le degré d'évolution du volcanisme et l'importance du matériel émis :

(1) Volcanisme ponctuel dispersé : la plupart des provinces volcaniques appartiennent à ce type relativement simple : appareils isolés, le plus souvent monogénétiques et associés aux bassins oligocènes. Les matériaux émis sont principalement basaltiques et basanitiques et peu abondants.

(2) Volcanisme fissural : Les points d'émission sont alignés le long de fissures NW-SE (Devès, Aubrac, Coirons) ou N-S (Velay, Chaîne des Puys). Plusieurs phases d'évolution peuvent être distinguées, allant du volcanisme non différencié (Sioule) au volcanisme largement différencié (Chaîne des Puys, Velay).

(3) Volcans centraux (stratovolcans) : Ils se situent au carrefour de plusieurs directions de fractures (N-S, E-W, NE-SW et NW-SE). Ils correspondent à la majeure partie des produits volcaniques émis dans le Massif Central : le Cantal est le plus grand stratovolcan européen (Cantal : 2700 km^2, Etna : 1200 km^2, Mont Dore : 600 km^2, Vésuve, 150 km^2).

L'ensemble des informations relatives au volcanisme alcalin dans le Massif Central a été synthétisé dans la table 8. Nous y avons donné en particulier un taux moyen d'émission volcanique qui correspond au volume total de lave par massif volcanique divisé par la durée totale de l'activité volcanique. Le taux d'émission moyen des laves pour l'ensemble du Massif Central représente pour l'activité volcanique post-oligocène environ 150 à 200 km^3/Ma.

Conditions de formation du magma alcalin

La formation des magmas basaltiques est due principalement à la fusion partielle des matériaux du manteau : la fraction liquide, moins dense, remonte par le simple effet de la force d'Archimède. Elle est rendue possible par la convection dans l'asthénosphère et la formation de diapirs (Carmichael et al., 1974 ; Green et Ringwood, 1967). En effet, dans les systèmes anhydres, la température de fusion du matériel mantellique s'accroit avec la profondeur de 3° par km (Clark et Ringwood, 1967). Il suffit donc que le géotherme intercepte la courbe de solidus pour que débute la fusion partielle. Les mouvements de matières (convection) sont donc fréquemment associés à du volcanisme, et à la formation de diapir mantellique (Fig. 21).

Un modèle simple (Cawthorn, 1975) permet de prévoir le taux de fusion partielle f pour le diapir en fonction d'un certain nombre de paramètres (point où le solidus est intercepté (B), position du diapir (C), effet de la chaleur latente L, etc...). Sur la figure 22, nous avons représenté la

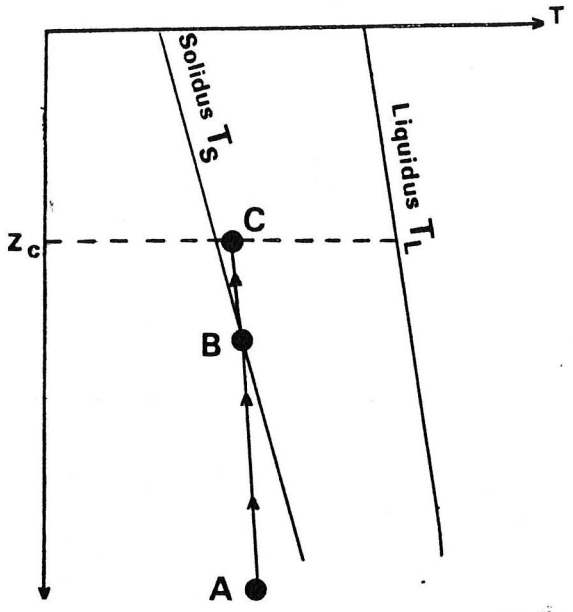


Figure 21 : Formation du magma basaltique (Cawthorn, 1975)

La matière remonte de manière adiabatique de A en B, où elle atteint la température du solidus et où débute la fusion partielle. Le taux de fusion peut être approché par :

$$f(z) = \frac{T(Zc) - T_S(Zc)}{T_L(Zc) - T_S(Zc)}$$

variation du pourcentage de fusion en fonction d'un certain nombre de paramètres (point où le solidus est intercepté (B), position du diapir (C), effet de la chaleur latente (L), etc...). Sur la figure 22, nous avons représenté la variation du pourcentage de fusion en fonction de la profondeur, pour différentes valeurs de la position du point B, calculée d'après le modèle de Cawthorn. On a choisi les paramètres suivants :

- liquidus $T_L(z) = \alpha z + 1850°C$ avec $\alpha = 1.5°C/km$
- solidus $T_S(z) = \beta z + 1100°C$ avec $\beta = 3°C/km$
  d'après Ito et Kennedy (1967)
- chaleur latente de fusion L = 0.42 J/kg (Bottinga, 1974).

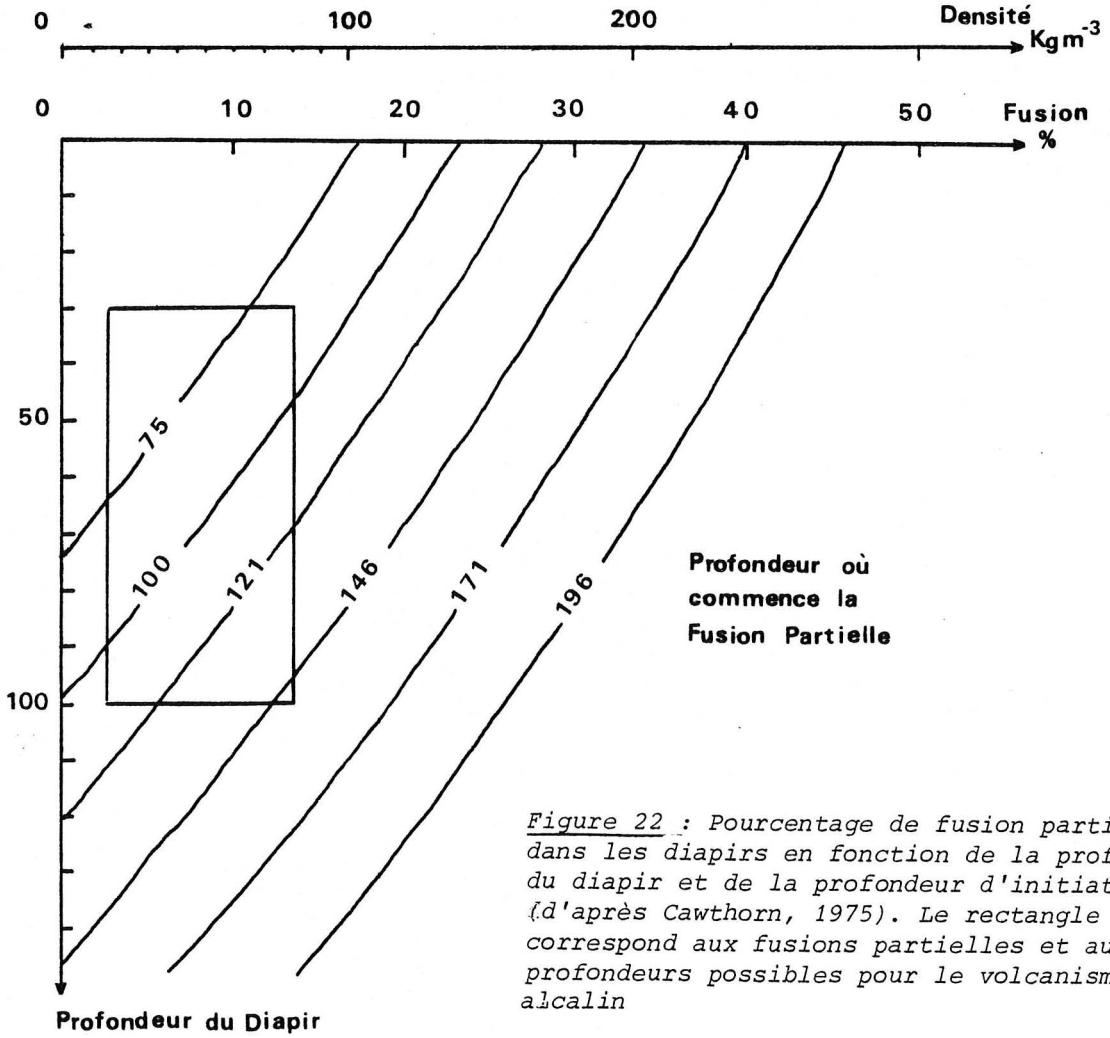


Figure 22 : Pourcentage de fusion partielle dans les diapirs en fonction de la profondeur du diapir et de la profondeur d'initiation (d'après Cawthorn, 1975). Le rectangle correspond aux fusions partielles et aux profondeurs possibles pour le volcanisme alcalin

Pour une profondeur donnée, le taux de fusion peut varier énormément suivant la profondeur du point B. Celle-ci peut être estimée d'après les enclaves péridotitiques remontées en surface. Dans le cas des basaltes alcalins, et en particulier ceux du Massif Central, il s'agit de lherzolites à spinelles, grenats, etc... équilibrées à des pressions de 10 à 30 kb (30 à 100 km) (Carmichael et al., 1974) ; Coisy, 1977 ; Coisy et Nicolas, 1978 ; Berger, 1977, 1979 ; Mercier, 1980 ; Brown et al., 1981).

La fusion partielle peut être calculée également d'après les modèles géochimiques à partir du contenu en Terres rares dans les basaltes (Kay et Gast, 1973 ; Frey et al., 1978). Les taux de fusion partielle proposés pour la formation des différents magmas varient suivant la composition adoptée pour la source, et les deux modèles de la table 9 délimitent un domaine plausible pour les taux de fusion des sources du magma basaltique. Dans tous les cas, le taux de fusion partielle est d'autant plus faible que l'alcalinité du magma est grande et que la source est profonde (Kushiro, 1972).

Magma	Kay et Gast (1973)	Frey et al. (1978)
Basaltes potassiques	0.5 %	
néphélinites	1 %	4 - 6 %
Basanites	2 %	5 - 7 %
Basaltes alcalins) et supérieur à 2 %		11 - 15 %
Basaltes à olivine) et inférieur à 10 %		15 %
Basaltes tholéïtique à olivine	10 %	20 - 25 %

Table 9 : Fusion partielle pour différents types de magmas alcalins d'après deux modèles extrêmes.

Compte tenu du domaine délimité par la gamme des profondeurs obtenue à partir des enclaves de péridotites, et par la gamme des fusions partielles d'après les modèles géochimiques, le modèle de Cawthorn permet de prévoir approximativement la profondeur où le géotherme intercepte le solidus, c'est-à-dire 100-120 km (voir figure 22).

D'une façon générale, le volcanisme alcalin se rencontre dans les régions d'extension crustale intracontinentale (Basin and Range, Rio Grande, rift Est africain, etc...) ou les hot spots (Hawaï, Carmichael et al., 1974).

La topographie du Massif Central

La surface actuelle du Massif Central se présente sous la forme d'un bombement de forme pseudo-circulaire, tronqué à l'Est par le fossé du Rhône et au Sud-Est par l'effondrement du Languedoc. Les sommets sont orientés suivant un axe NNO-SSE et atteignent 1200 à 1500 m (Figure 23). Il est probable que l'âge de cette topographie soit récent si l'on admet que l'érosion Pléistocène est consécutive à la surrection du Massif Central (Derruau, 1971). Cette surrection correspondrait donc au paroxisme de l'activité volcanique (Villafranchien). La surrection du bouclier rhénan serait également très récente, probablement début quaternaire (Illies et al., 1979).

Conclusions

Le Massif Central, comme la plupart de l'Europe péri-alpine, a été affecté par des évènements dynamiques récents consécutifs à la fracturation

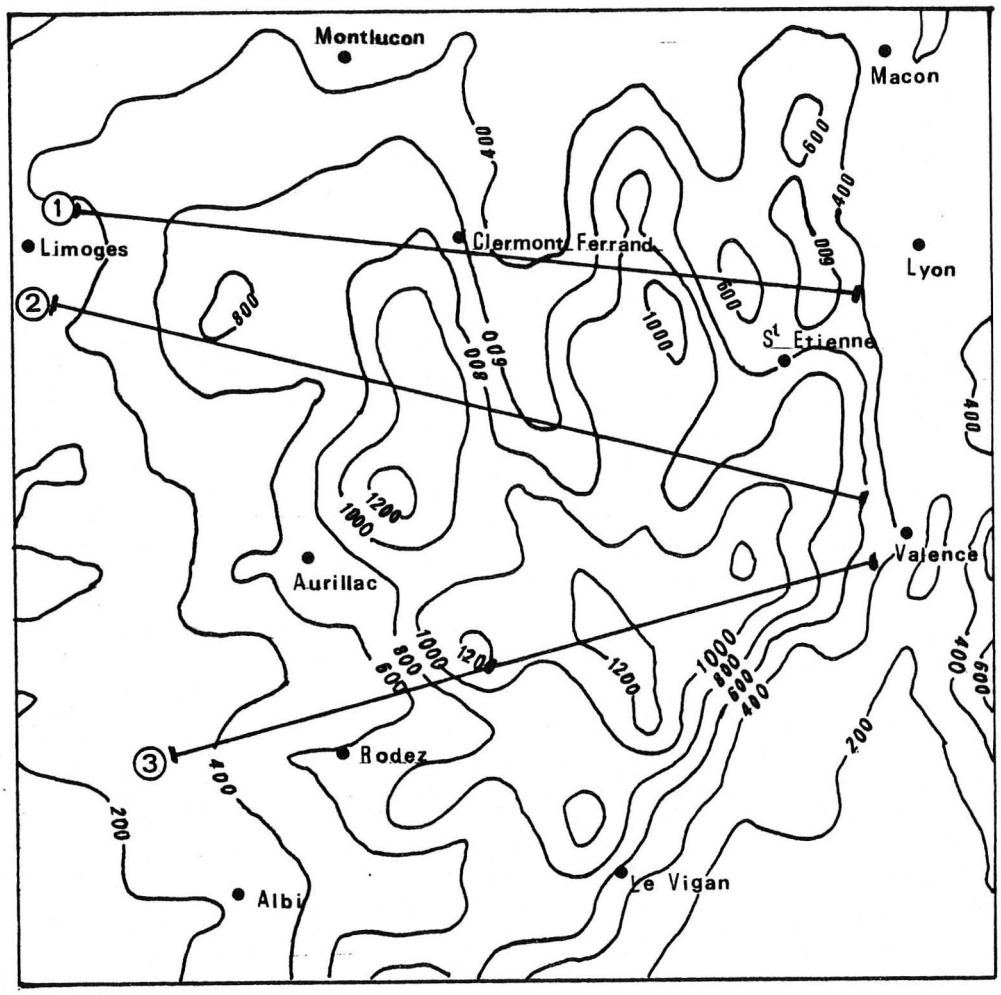


Figure 23 : *Topographie du Massif Central, d'après S. Guerrier (1980)*

de la lithosphère à l'Oligocène. Une activité volcanique, de type alcalin, se développe au Miocène et atteint un paroxysme au Villafranchien, contemporain du bombement de la lithosphère qui a donné l'élévation topographique du Massif Central.

2 - EFFETS GRAVIMETRIQUES DES STRUCTURES CRUSTALES

Le Massif Central est une région topographiquement élevée, qui n'est pas associée à une racine crustale. Au contraire, l'épaisseur de la croûte est plus faible que dans le domaine hercynien stable comme la Bretagne (voir II.4), et la topographie n'est pas hercynienne mais villafranchienne (voir III.1). Pourtant, comme dans les zones compensées isostatiquement (Dorman et Lewis, 1970), les anomalies du champ de pesanteur sont reliées linéairement à la topographie (Guerrier, 1980). On peut donc présumer qu'une partie au moins de ces anomalies est liée à la dynamique récente de la lithosphère et aux modifications du champ de température qui lui sont associées. Pour préciser la composante de l'anomalie de Bouguer qui peut être associée aux phénomènes thermiques profonds, il est nécessaire de retirer les effets crustaux. Pour

cela, nous développerons la méthode utilisée pour le graben du Rhin par Kahle et Werner (1980). Ces effets crustaux peuvent avoir trois origines que nous étudierons successivement :

- les effets superficiels (granites, bassins sédimentaires) ;
- les variations de l'épaisseur du niveau sismique supérieur (croûte migmatitique, voir II.4) ;
- les variations de l'épaisseur crustale (voir II-4).

Les effets superficiels

La croûte superficielle du Massif Central est très complexe (voir II.2 et II.4). Un certain nombre de structures géologiques simples ont fait l'objet d'études gravimétriques (Pétrequin, 1979 ; Aghshahi, 1979 ; Muon, 1980, etc...). Mais l'ensemble des structures est impossible à modéliser, compte tenu de l'extrême hétérogénéité de la croûte superficielle. Cependant, comme les

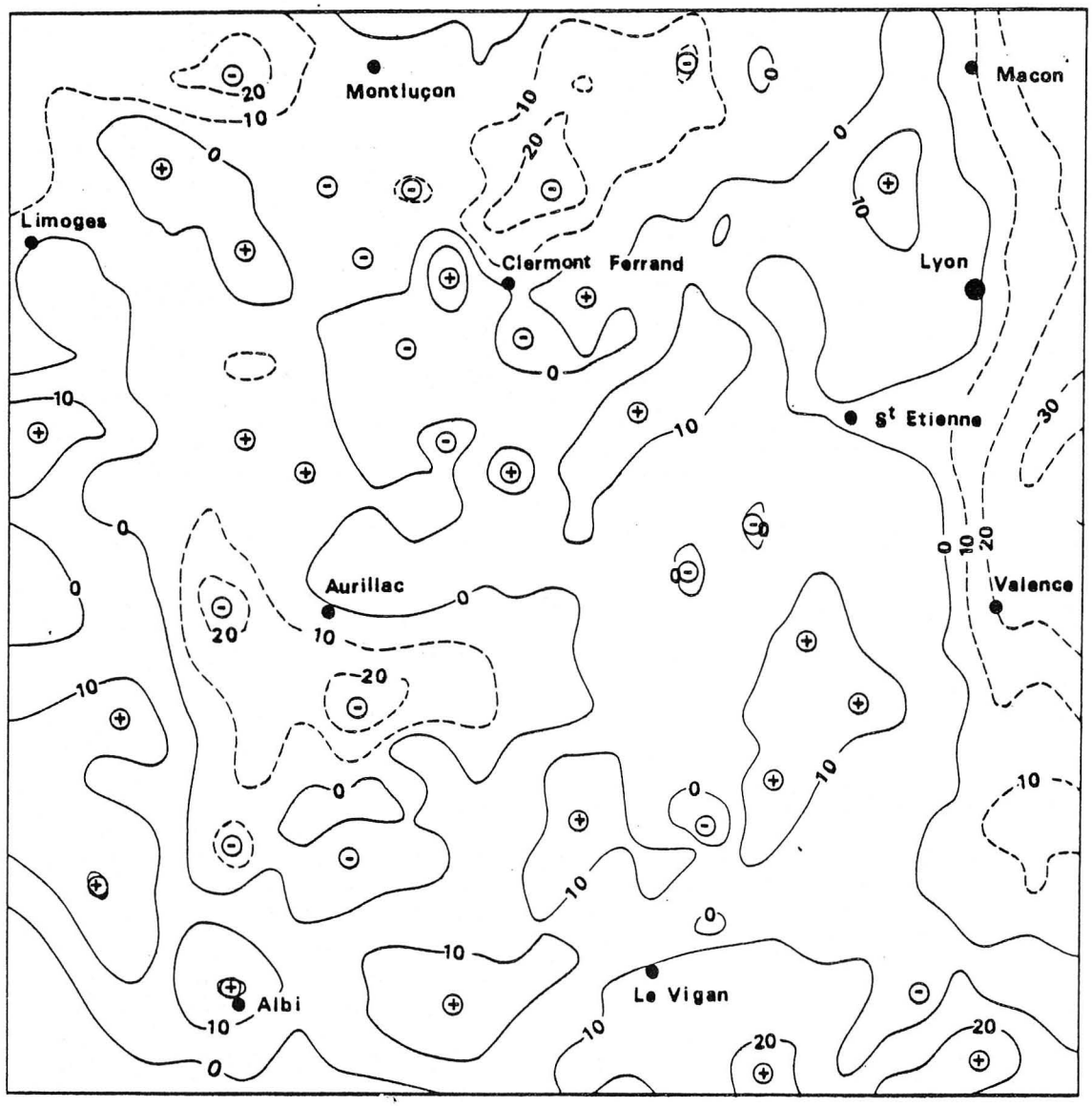


Figure 24 : Carte d'anomalies résiduelles d'après S. Guerrier (1980). Les anomalies positives sont figurées par les traits pleins, les anomalies négatives par les pointillés.

structures superficielles se traduisent par des courtes longueurs d'ondes de l'anomalie gravimétrique, les méthodes de lissage classiques permettent de filtrer ces effets. La méthode utilisée dans le Massif Central par R. Bayer et S. Guerrier (Guerrier, 1980), inspirée de Dorman et Lewis (1970) repose sur la recherche d'une relation linéaire entre la topographie et l'anomalie gravimétrique, dans les régions en équilibre isostatique. La partie de l'anomalie non corrélée, qui se sépare statistiquement de la partie corrélée à la topographie, est attribuée aux structures superficielles (Figure 24).

Variation de l'épaisseur de la croûte migmatitique

Les études sismiques (Perrier et Ruegg, 1973 ; Sapin et Hirn, 1974) montrent la présence d'hétérogénéités intracrustales associées aux variations d'épaisseur du niveau sismique supérieur, dont la vitesse des ondes P est d'environ 6.0 km/s. Nous lui avons associé, lorsqu'il existait, le niveau intermédiaire de vitesse 6.2 à 6.4 km/s (niveau GKK, voir II.4). Le domaine considéré est le même que celui utilisé par S. Guerrier (310 x 310 km). Il a été découpé suivant un maillage régulier formé de 16 x 16 carrés auxquels nous avons affecté une épaisseur déduite des études sismiques préalablement évoquées. Le niveau de référence a été choisi à 20 km, par analogie avec le domaine

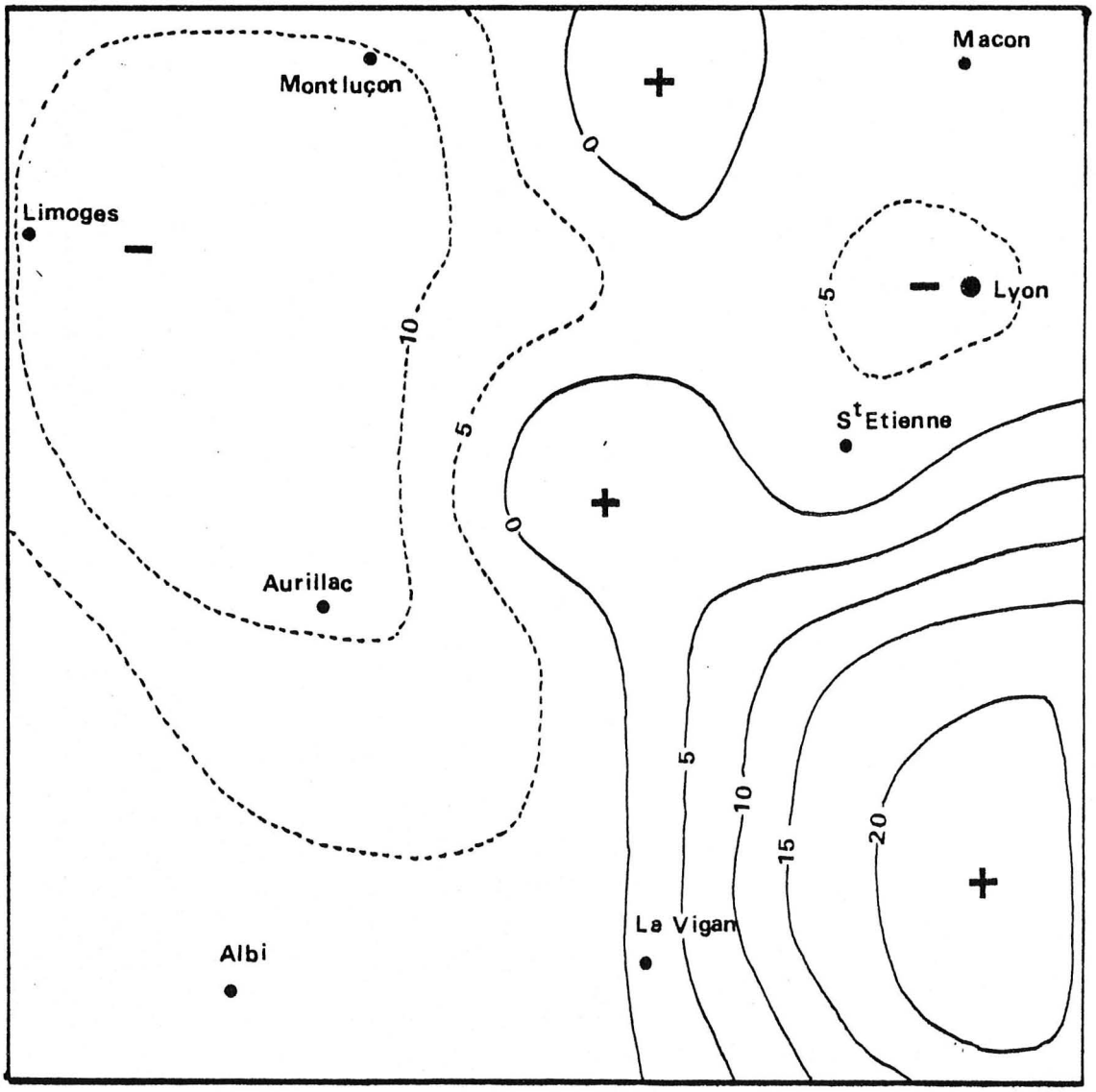


Figure 25 : Effet des variations dépaisseur de la croûte migmatitique dans le Massif Central sur le champ de pesanteur. Les anomalies positives sont figurées par les traits pleins, les anomalies négatives par les pointillés.

hercynien stable. Le contraste de densité entre la croûte supérieure et la croûte inférieure a été choisi pour rendre compte globalement des relations vitesses sismiques - densité (Perrier et Ruegg, 1973), et sa valeur est de 0.1 g/cm^3. L'effet gravimétrique a été calculé en intégrant l'effet de chacun des prismes dans le domaine considéré (programme PRIG3, Cuer et Bayer, 1979). L'effet le plus important s'observe au SE du domaine (Languedoc) où le niveau migmatitique est fortement aminci (Sapin et Hirn, 1974). Il atteint alors + 20 mgal (Figure 25).

Variation de l'épaisseur crustale

L'épaisseur de la croûte varie dans le Massif Central entre 30-32 km (Limousin) et 23-24 km (Limagnes) (voir II.4). L'épaisseur du Moho peut atteindre cependant 50 km sous les Alpes ou les Pyrénées, et c'est la raison pour laquelle nous avons discrétisé un domaine plus grand (620 x 620 km) que le domaine d'étude (310 x 310 km). Le maillage dans la zone d'étude est plus serré (22.5 x 22.5 km) qu'à l'extérieur (45 x 45 km). Le niveau de

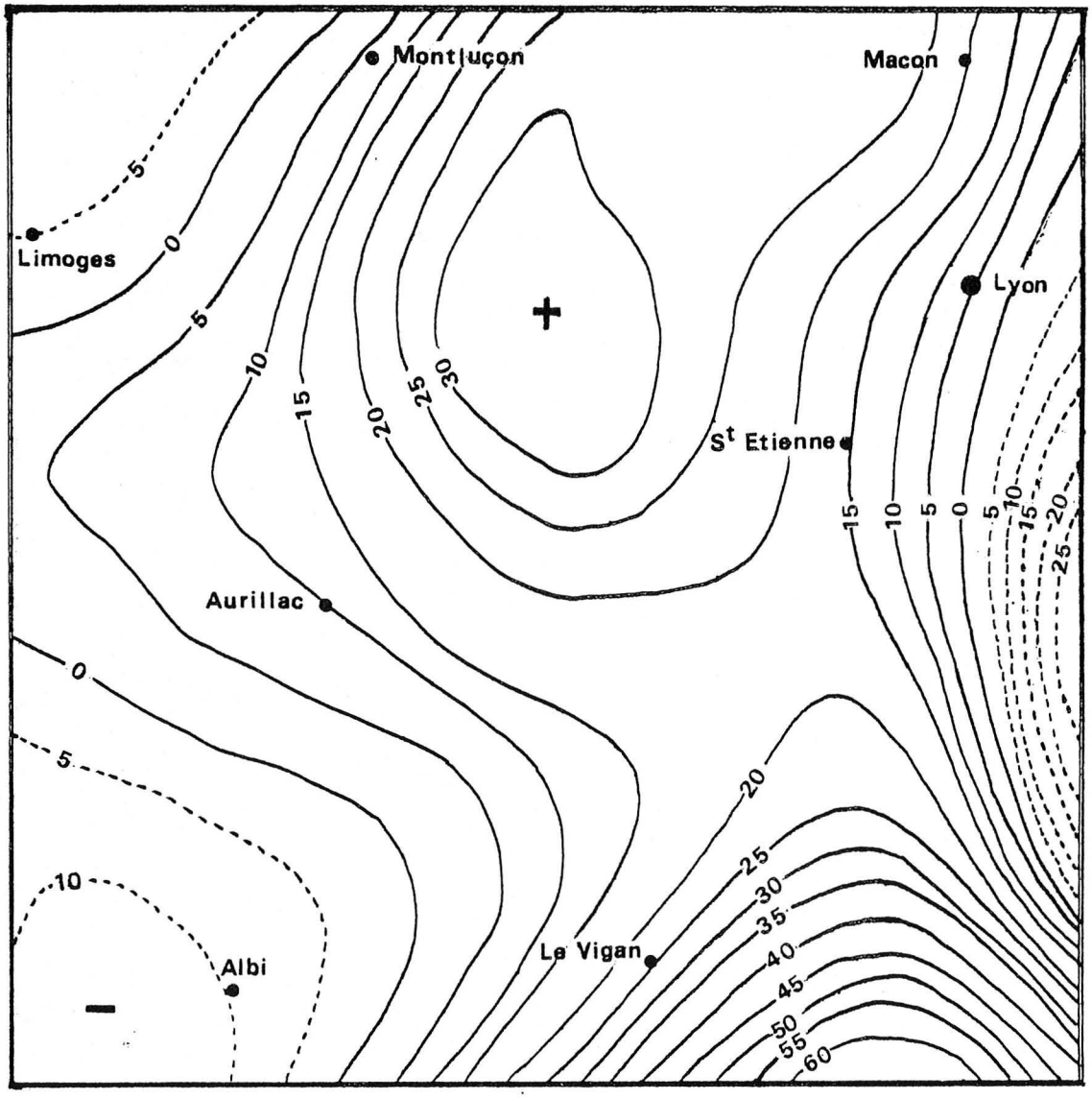


Figure 26 : Effet des variations d'épaisseur de la croûte du Massif Central sur le champ de pesanteur. Les anomalies positives sont figurées par les traits pleins, les anomalies négatives par les pointillés.

référence a été pris égal à 30 km par analogie avec la Bretagne. Dans la zone à manteau anormal, le contraste de densité a été pris égal à 0,2 g/cm^3 alors qu'il est de 0.4 g/cm^3 dans les zones où le manteau est normal, ceci bien sûr pour tenir compte des relations vitesse - densité. Dans les zones à croûte amincie, on obtient un effet positif de 30 mgal (Limagnes) à 60 mgal (SE). Cet effet est quasiment nul à l'Ouest du domaine (Limousin, Rouergue).

3 - STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE

Les évènements géodynamiques récents qui se sont caractérisés en surface par la formation de grabens oligocènes, par la mise en place d'un volcanisme alcalin et le bombement du socle hercynien, ont modifié la structure de la lithosphère au cours des récents millions d'années. Indépendamment du flux de chaleur qui ne nous renseigne guère sur la structure actuelle de la lithosphère, compte tenu du temps nécessaire à la conduction dans la croûte (et le manteau supérieur), un certain nombre d'études géophysiques ou pétrologiques apportent des renseignements précieux sur cette structure sous le Massif Central. Nous rappelerons ces quelques résultats puis nous présenterons les résultats de l'étude gravimétrique de l'anomalie profonde, déjà évoquée au paragraphe précédent.

Rappel des travaux antérieurs

Les travaux de Perrier et Ruegg (1973), fondés sur l'interprétation des profils sismiques dans le Massif Central, ont amené ces auteurs à proposer une coupe Est-Ouest de la lithosphère. Pour expliquer l'anomalie gravimétrique de grande longueur d'onde, ces auteurs ont proposé l'existence d'un corps léger remontant sous la région des Limagnes et présentant un contraste de densité avec la lithosphère de 0.03 g/cm^3.

Les travaux d'A. Souriau (1976, 1980, 1981), basés sur l'étude de la dispersion des ondes de surface des séismes lointains et de la différence des temps de propagation pour les ondes de volume, montrent également la présence d'une lithosphère amincie sous le Massif Central. La forte atténuation des ondes de surface résulterait d'une zone partiellement fondue.

D'un point de vue pétrologique, Maury et Varet (1980) notent une évolution du volcanisme dans le temps et dans l'espace. Les teneurs en néphéline normative augmentent généralement avec l'alcalinité du magma et par conséquent la profondeur. Ces auteurs constatent qu'à partir de 4 Ma, l'alcalinité du magma augmente lorsqu'on s'éloigne d'un axe N-S (Limagnes, Languedoc). Enfin, l'étude de la structure des péridotites en enclave dans le volcanisme alcalin du Massif Central (Coisy, 1977 ; Coisy et Nicolas, 1978 ; Mercier, 1980 ; Brown et al., 1981) montre des caractères spécifiques aux régions d'extension crustale associées à la montée d'un diapir (telles Basin and Range, etc...). Les plus déformées parmi ces enclaves proviennent de la limite de la zone de remontée de l'asthénosphère proposée par Perrier et Ruegg. L'âge de cette remontée correspondrait au paroxysme du volcanisme (4 Ma).

D'après ces évidences, le Massif Central est caractérisé par un amincissement lithosphérique important probablement relié à la montée d'un diapir (Berger, 1979).

Effets gravimétriques dus à l'anomalie profonde

Le Massif Central est caractérisé en surface par une anomalie de Bouguer négative de grande longueur d'onde (Fig. 27) de forme pseudo-circulaire et associé au volcanisme de surface.

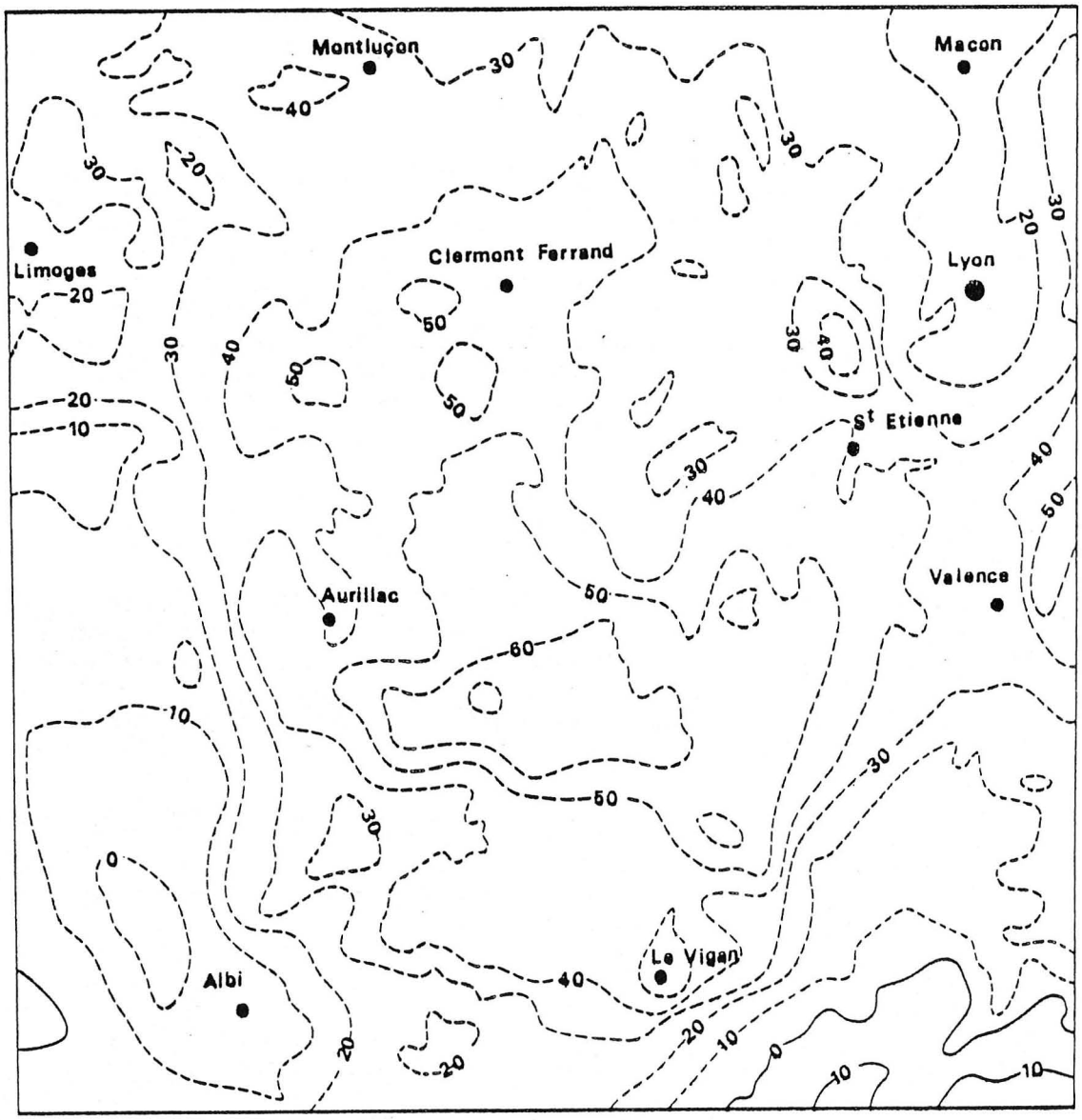


Figure 27 : Carte de l'anomalie de Bouguer dans le Massif Central
Les anomalies positives sont figurées par des traits pleins, les anomalies négatives par des pointillés.

Lorsque nous retirons à cette carte d'anomalie de Bouguer les effets superficiels, de la croûte et de l'épaisseur crustale, la forme de l'anomalie change totalement et prend un aspect remarquablement cylindrique caractéristique des zones de rifts et de grabens (Figure 28). La forme de l'anomalie profonde suit les structures superficielles. Dans le Sud, elle se prolonge vers la Camargue, avec une discontinuité au niveau de la faille des Cévennes. Au centre, elle présente une orientation NNO-SSE comme les grabens (St Flour, Largentière, Le Puy) et les volcans (Aubrac, Deves, Vivarais, Coirons). Plus

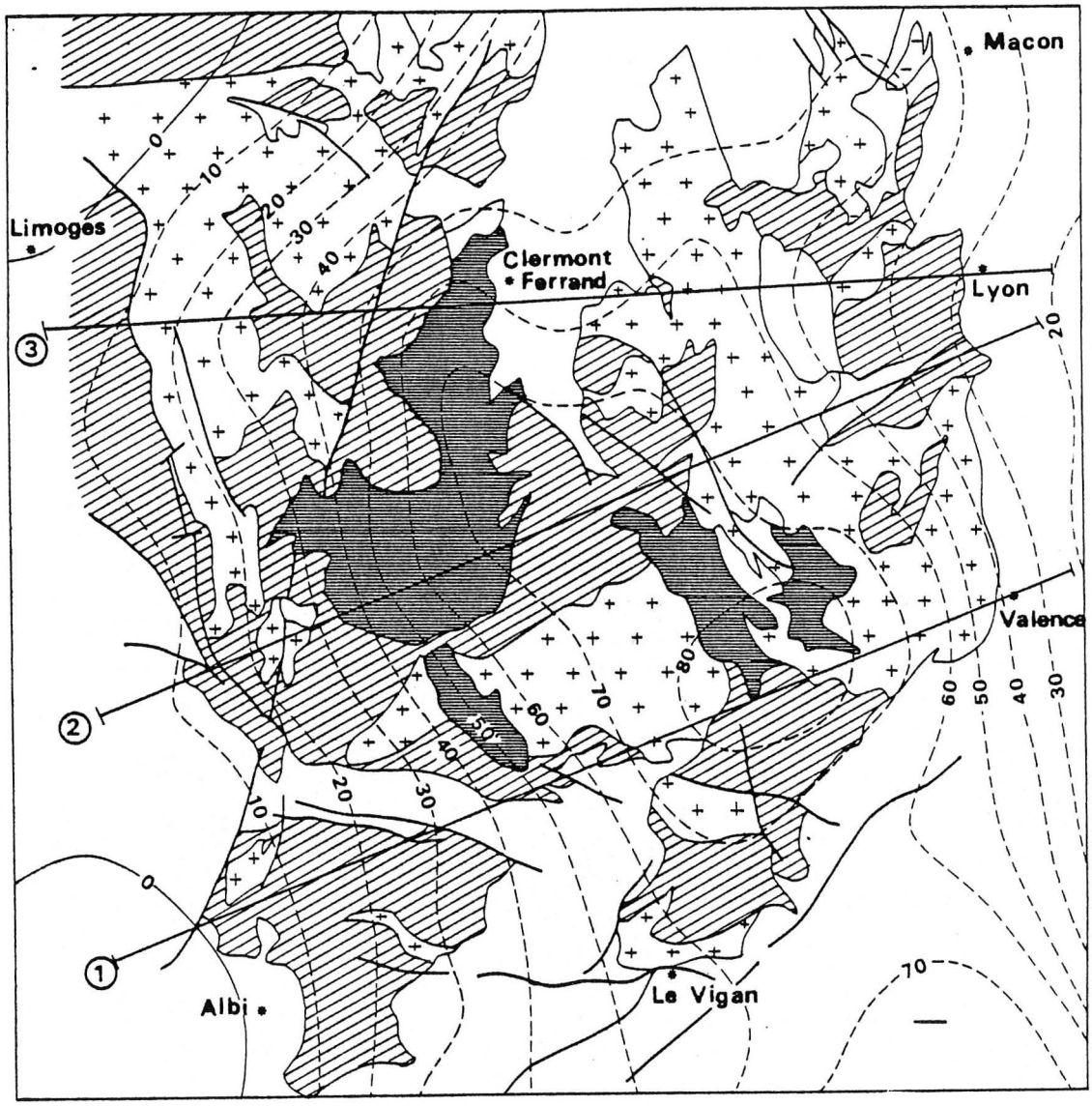


Figure 28 : Carte de l'anomalie profonde (anomalie de Bouguer - effets superficiels, crustaux et du Moho). Les anomalies positives sont figurées par des traits pleins, les anomalies négatives par des pointillés.

au Nord, elle semble se prolonger vers le Rhin suivant une direction SO-NE, caractéristique de la zone transformante qui rejoint le graben rhénan. L'amplitude maximum de l'anomalie est de -80 mgal environ, mais elle diminue vers le Nord. Les gradients d'anomalie sont plus importants à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui n'est pas sans rappeler la dissymétrie du flux d'origine transitoire.

4 - MODELE DE L'EVOLUTION THERMIQUE DANS LA LITHOSPHERE EN LIAISON AVEC LA MONTEE D'UN DIAPIR

L'évolution dynamique de la lithosphère dans le Massif Central est intimmement liée à son évolution thermique. Le modèle thermique dépendant du temps, que nous présentons maintenant, doit rendre compte de l'évolution thermique et dynamique de la lithosphère, en particulier du flux de chaleur en surface, de l'anomalie gravimétrique, de la topographie, de taux de fusion partielle acceptables.

Hypothèses

Les études géodynamiques récentes que nous avons évoquées précédemment permettent de fixer un certain nombre d'hypothèses de départ qui guideront le choix du modèle. Le début des phénomènes dynamiques récents peut être situé raisonnablement à partir de la distension oligocène, malgré quelques manifestations volcaniques antérieures, peu importantes. Le régime thermique initial est bien sûr totalement inconnu et l'hypothèse la plus plausible consiste à choisir un état thermique initial correspondant à un flux initial tel qu'on peut l'observer actuellement dans le domaine hercynien stable (Bretagne, Bohême) : cela revient à retirer la composante transitoire au flux observé actuellement dans le Massif Central. A partir de là, on peut proposer plusieurs modèles d'évolution thermique, pouvant modifier la structure de la lithosphère. Un modèle conductif (Gass et al., 1978), basé sur l'éventuelle présence d'un point chaud sous la lithosphère (Froidevaux et al., 1974), peut expliquer la mise en place du volcanisme alcalin. Mais la constante de temps de la conduction dans la lithosphère est importante (80 Ma pour une lithosphère de 100 km d'épaisseur et une diffusivité de 10^{-6} m^2/s), et très supérieure à la limite que l'on s'est fixée (30-40 Ma). De plus, la longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique profonde observée pour le Massif Central (200 km, voir III.3), est incompatible avec ce modèle. En effet, même si l'on impose un déplacement très faible du Massif Central par rapport à un point fixe (0.3 cm/an d'après Minster et Jordan, 1978), ce déplacement après 80 Ma est déjà supérieur à la longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique. Un autre modèle, proposé par Withjack (1978), invoque la transformation (thermique) de la lithosphère en asthénosphère, par le simple apport de la chaleur latente du magma basaltique qui intrude la base de la lithosphère. Ce modèle permet, à partir des taux de magma émis en surface, de calculer la vitesse de remontée de l'interface lithosphère - asthénosphère. Mais, compte tenu des faibles taux de magma émis dans le Massif Central (voir III.1), ce modèle ne peut rendre compte que d'un amincissement lithosphérique de 10 ou 20 km au bout de 30 Ma, même si l'on admet que seulement 10 % du magma arrive en surface.

Il est donc nécessaire d'invoquer un mécanisme de transfert de chaleur plus efficace, par apport permanent de matériel chaud provenant de la profondeur, dû à la montée d'un diapir sous le Massif Central et à la circulation de matière dans ce diapir. Au stade actuel de cette étude, nous avons choisi d'utiliser un modèle cinématique de diapir, c'est-à-dire un *modèle de vitesse* donné à priori sans préjuger des causes mécaniques permettant d'engendrer les mouvements. Cette démarche semblable à celle de Kahle et Werner (1980) a pour intérêt majeur de rendre compte des observations. Sur ce champ de vitesse, on fera les hypothèses raisonnables suivantes :

- à un instant initial qui se situe au cours de l'Oligocène, la vitesse est nulle (voir III-1) ;
- le diapir se caractérise par un champ de vitesse qui intéresse d'abord la base de la lithosphère (environ 150 km) puis évolue avec le temps en remontant ;
- dans la croûte supérieure, la déformation est très faible (la seule déformation appréciable de la croûte est oligocène, avec des taux n'excédant pas quelques %). Le champ de vitesse dans la croûte est donc supposé nul ;
- lorsque le diapir arrive à la base de la croûte, le champ de vitesse correspondant devient stationnaire. Cette hypothèse rend compte d'une discontinuité de structure entre la croûte et le manteau : celle-ci, plus légère, s'oppose à la montée du diapir ;
- la divergence du champ de vitesse est nulle en tout point (pas d'apparition ni de disparition de matière). En effet, le volcanisme émis concerne des volumes négligeables.

Compte-tenu de ces hypothèses, le modèle choisi parmi plusieurs autres est celui de la figure 29. A un instant donné, les vitesses horizontales et verticales sont les suivantes :

pour $z > h(t)$

$$Vx = \alpha(2b^2(z-h(t))\, e^{-b^2(z-h(t))^2} \frac{e^{2ax}-1}{e^{2ax}+1})$$

$$Vz = -\alpha((1 - e^{-b^2(z-h(t))^2}) \frac{4ae^{2ax}}{(e^{2ax}+1)^2})$$

pour $z < h(t)$ $\quad Vx = Vz = 0$

Le sommet du diapir (caractérisé par h(t)) monte à partir de l'instant initial avec une vitesse constante et égale à la vitesse maximum de circulation de la matière $V_m = -a\alpha$. Lorsque h(t) atteint la base de la croûte (30 km), la montée du diapir cesse et le champ de vitesse devient stationnaire (figure 29). Le champ de vitesse se déplace donc en relation avec la montée du diapir. Le paramètre a caractérise la largeur du diapir a' (a = 1/a') et le paramètre b la décroissance de la vitesse verticale Vz vers le zommet du diapir.

L'équation de chaleur à deux dimensions et dépendant du temps a été résolue par une méthode d'éléments finis (11 x 15 noeuds) pour un domaine de 150 x 150 km). Les différents paramètres utilisés sont exposés dans la table 10.

	épaisseur km	Production de chaleur (μWm^{-3})	Conductivité ($Wm^{-1}°C^{-1}$)	Densité kgm^{-3}	Chaleur spécifique $J\ kg^{-1}°C^{-1}$
Croûte supérieure	3	3 *(1)*	3 *(2)*	2800	1000 *(4)*
Croûte moyenne	20	2.25 *(1)*	3.2 *(2)*	2800	1000 *(4)*
Croûte inférieure	7	0.8 *(1)*	2.5 *(2)*	2800	1000 *(4)*
Manteau	120	0	K_L+K_R *(3)*	3300	1170 *(5)*

Table 10 : Paramètres utilisés pour la résolution de l'équation de la chaleur a deux dimensions en régime transitoire.
Références : (1) Lucazeau et Vasseur (1981) ; (2) Lucazeau et al. (1981) ; (3) Schatz et Simmons (1972) ; (4) Kappelmeyer et Haenel (1974) ; (5) Cawthorn (1975)

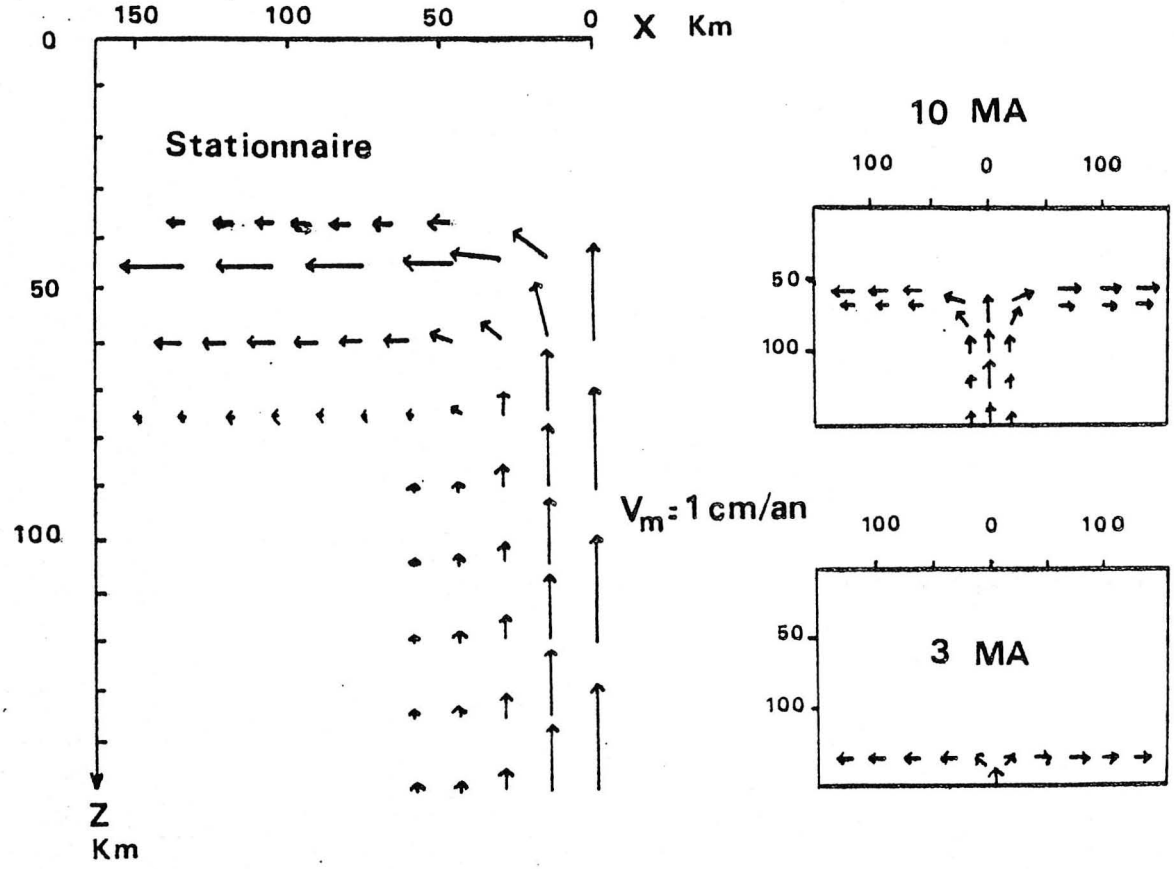


Figure 29 : Champ de vitesse dépendant du temps utilisé pour le modèle thermique. Sur la partie gauche, on a représenté le champ de vitesse stationnaire. Sur la partie droite, on a représenté différentes phases de l'évolution du champ de vitesse.

La conductivité dans la croûte dépend de la température (Lucazeau et Vasseur, 1981 ; Wells, 1980) ainsi que la conductivité dans le manteau supérieur (Schatz et Simmons, 1972). Les conditions aux limites sont les suivantes :

- température de surface T = 14°C
- flux horizontal nul à l'axe de remontée (symétrie du problème par rapport à l'axe)
- flux horizontal nul sur l'autre paroi verticale suffisamment éloignée de l'axe de remontée
- température à la base imposée à 1400°C (on suppose que la température à la base de la lithosphère est relativement homogène).

Ce modèle tient compte des changements de phases compte tenu des courbes de solidus et de liquidus proposées antérieurement (voir III-1, formation du magma). La valeur de la chaleur latente de fusion cédée par le magma est celle proposée par Bottinga (1974), L = 0,42 Jkg^{-1}

Résultats

Le résultat du calcul donne, pour un temps t, la répartition des températures dans le milieu. A partir de là on peut déduire :

- le flux de chaleur de surface
- la fusion partielle pour une profondeur donnée
- l'anomalie gravimétrique créée par le diapir
- la pression exercée en base de la croûte
- la topographie induite par les variations de pression

La fusion partielle est calculée d'après le modèle de Cawthorn (1975) (cf. III.1). Cette fusion partielle, ainsi que la dilatation thermique du milieu dûe à l'accroissement de la température à l'intérieur et au voisinage du diapir, sont responsables de contrastes latéraux de densités. L'effet de la fusion partielle est calculé en fonction des densités des fractions solides et liquides du manteau, ainsi que du pourcentage de fusion partielle

$$\Delta\rho(z) = f(z)\ (\rho_S - \rho_L)$$

avec $\rho_S = 3300$ kg m^{-3} et $\rho_L = 2700$ kg m^{-3}
(Skinner, 1966)

L'expansion thermique est calculée en fonction de la variation de température par rapport à l'instant initial

$$\Delta\rho(z) = \rho_S\ \alpha\Delta T$$

α: coefficient d'expansion thermique = 3.10^{-5}

Ces contrastes latéraux de densité se traduisent par un déficit de masse dans la lithosphère, responsable de l'anomalie gravimétrique d'une part et de la topographie d'autre part. L'anomalie gravimétrique a été calculée en intégrant les effets des contrastes de densité dans chacune des mailles.
La topographie (figure 30) est reliée par une équation aux dérivées partielles à la pression exercée à la base de la croûte (Withjack, 1978)

$$D\nabla^4 w + \delta\rho\ gw = P$$

où D est le coefficient de rigidité à la flexure (il varie entre 10^{30} et 10^{31} dyn. cm, Walcott, 1970)
$\delta\rho$ est le contraste de densité entre l'air et le manteau supérieur
P est la pression exercée à la base de la lithosphère
et w est l'élévation topographique.

La pression P s'obtient par l'intégration des variations de densité sur une colonne verticale.

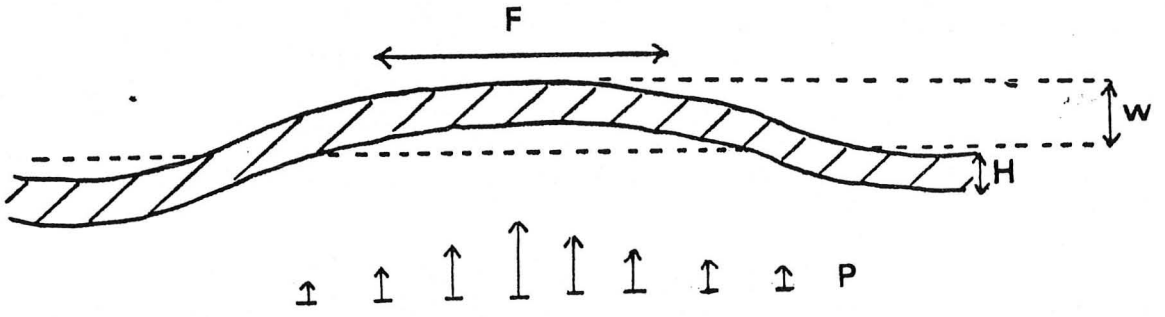


Figure 30 : Paramètres du modèle de plaque élastique. (F = paramètre flexural w = élévation topographique ; H = épaisseur équivalente ; P = pression exercées à la base).

Nous avons choisi comme coefficient de rigidité à la flexure $D = 5.10^{30}$ dyn cm, ce qui, compte tenu des paramètres élastiques du Massif Central (Perrier et Ruegg, 1973 ; coefficient de Poisson $\sigma = 0.24$ et Module d'Young $E = 0.96 . 10^{11}$ Pa) correspond à une épaisseur de la plaque équivalente (élastique) H = 38 km et un paramètre flexural F = 90 km.

Discussion

Les paramètres utilisés pour caractériser le champ de vitesse peuvent être discutés en fonction de leur influence sur les divers résultats du calcul. Nous discuterons successivement l'influence de la vitesse de montée du diapir, de la largeur du diapir, du paramètre b, ainsi que l'influence de la courbe de solidus. Pour cela nous comparerons pour plusieurs valeurs de ces paramètres les résultats du calcul (amplitude de l'anomalie de Bouguer, fusion partielle maximum, flux de chaleur maximum, longueur d'onde de l'anomalie de Bouguer et topographie maximum) en fonction du temps.

Compte-tenu des contraintes imposées au modèle, il faut envisager une remontée rapide du diapir. En effet, l'âge maximum du phénomène est de 30-40 Ma, date de la distension oligocène qui est à notre avis le point de départ des phénomènes thermomécaniques qui affectent la lithosphère ; l'âge minimum du diapir est supérieur à 10 Ma, temps nécessaire à la propagation d'une perturbation thermique dans la croûte (Lucazeau et Vasseur, 1981). Cette vitesse de remontée influe de manière très sensible sur les différents paramètres géophysiques (voir figure 31). Les paramètres a et b étant tous les deux fixés à 1/20 km^{-1}, nous étudierons l'influence de la variation de la vitesse maximum de montée du diapir pour les valeurs de 0.1, 1 et 2 cm/an. Pour expliquer l'amplitude de l'anomalie gravimétrique (70-80 mgal), il faudra attendre 10 Ma pour une vitesse V_{max} de 2 cm/an, 25 Ma pour une vitesse de 1 cm/an et un temps très supérieur à 45 Ma pour une vitesse de 0.5 cm/an. On voit donc que la vitesse de 1 cm/an est la mieux appropriée pour ce modèle. Pour la fusion partielle, cette vitesse est également la plus appropriée, puisque la vitesse la plus faible ne permet pas la fusion partielle alors que la vitesse la plus forte (2 cm/an) donne des taux assez forts (16 %) peu compatibles avec le volcanisme alcalin ; la vitesse intermédiaire (1 cm/an) donne des taux de fusion partielle de 2 à 10 % qui semblent satisfaisant (cf. III.1). Le flux de chaleur de surface observé actuellement sur le Massif Central (100-110 mWm^{-2}, cf. première partie) peut être facilement expliqué par une vitesse de 2 cm/an et un temps de 15 Ma, ou par une vitesse de 1 cm/an et un temps de 30 Ma. La vitesse de 0.5 cm/an ne permet pas d'expliquer un tel flux avant un temps supérieur à 45 Ma. La longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique peut être expliquée par le choix des trois vitesses 2, 1 et 0.5 cm/a, pour des temps respectifs de 10-15, 15-25 et 25-45 Ma. La topographie du Massif Central (800-1200 m) peut être expliquée dans le modèle de vitesse élevée (2 cm/an) au bout d'un temps de 10 Ma, alors qu'il faudra attendre près de 45 Ma avec une vitesse faible (0.5 cm/an). Le modèle utilisant la vitesse de 1 cm/an permet d'expliquer la topographie au bout d'un temps de 20 Ma. Incontestablement, la vitesse intermédiaire (V_{max} = 1 cm/an) est la mieux adaptée au problème qui nous intéresse, si l'on admet que le phénomène a débuté il y a environ 30-40 Ma.

La largeur maximale du diapir peut être prise à priori égale à 80 km (distance Cantal - Deves, ou distance Limagne de Loire - Limagne d'Allier). L'influence de ce paramètre est presqu'aussi importante que le précédent .

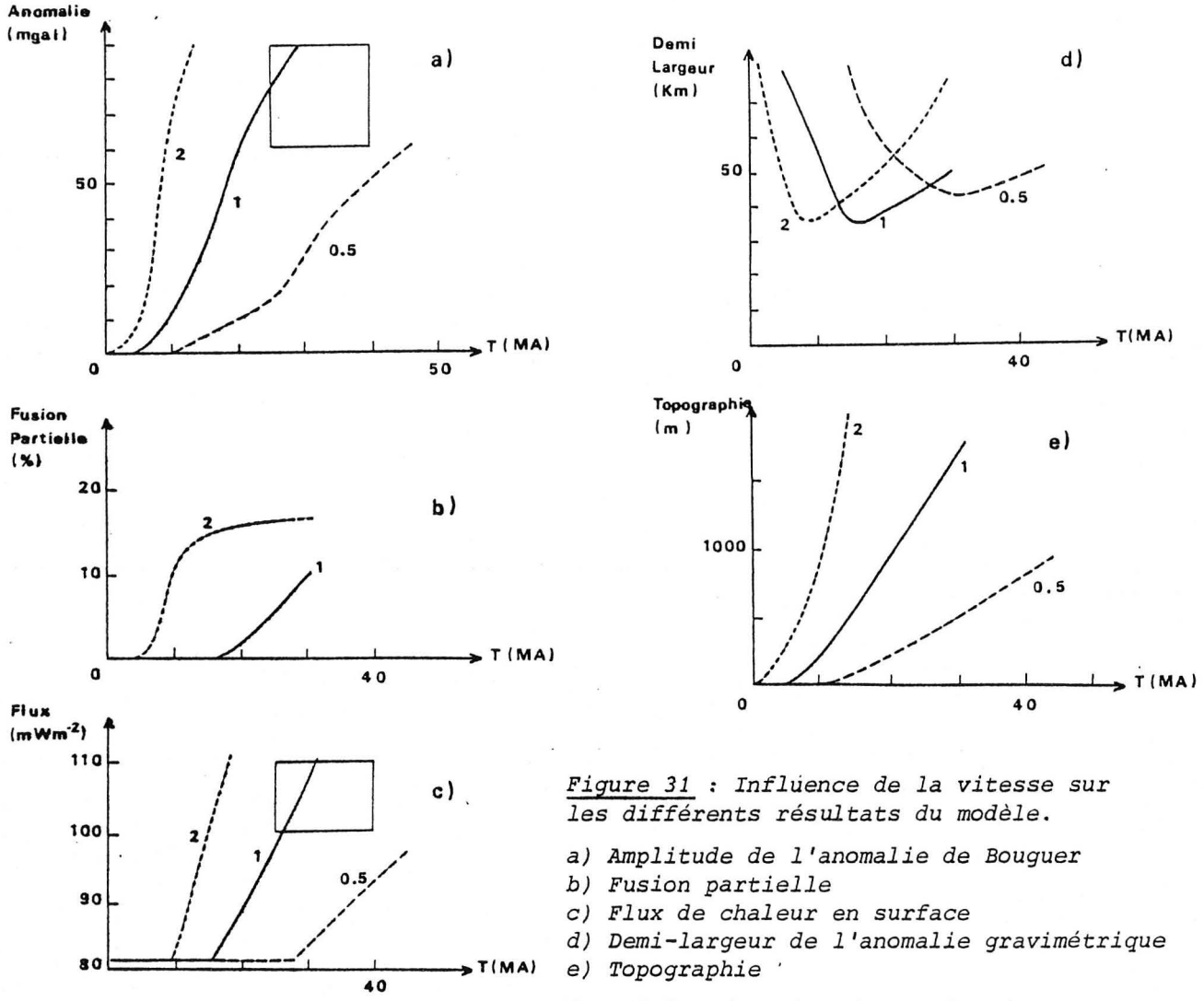


Figure 31 : Influence de la vitesse sur les différents résultats du modèle.

a) Amplitude de l'anomalie de Bouguer
b) Fusion partielle
c) Flux de chaleur en surface
d) Demi-largeur de l'anomalie gravimétrique
e) Topographie

V_m = 0.5 cm/an, 1 cm/an et 2 cm/an

(voir figure 32). Plus le diapir est large et plus l'amplitude recherchée de l'anomalie du champ de pesanteur est atteinte rapidement : 15 Ma pour un diapir de 80 km de large, 25 Ma pour une largeur de 40 km et 40 Ma environ pour une largeur de 20 km. Cela veut dire que, compte tenu des contraintes que nous nous imposons, une faible largeur du diapir est plus favorable. Pour la fusion partielle, l'importance de la largeur du diapir est grande. Pour une largeur de 80 km, on obtient des taux de fusion partielle trop grands (15-20 %), alors que pour une largeur de 20 km, on n'obtient pas de fusion partielle donc pas de volcanisme. Le modèle avec une largeur de 40 km rend par compte bien compte de taux de fusion partielle compatibles avec le volcanisme alcalin. L'influence de la largeur du diapir sur le flux de chaleur en surface est faible par rapport à celle de la vitesse verticale. La longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique (1/2 largeur de 80 km) ne peut être expliquée que par une largeur du diapir de 20 ou 40 km. L'amplitude de l'élévation topographique peut être expliquée pour les trois largeurs 80, 40 et 20 km au bout de temps égaux à 15, 25 et 35 Ma. La largeur du diapir la mieux adaptée est sans conteste 40 km (a' = 20 km), qui permet de rendre compte des différentes observations.

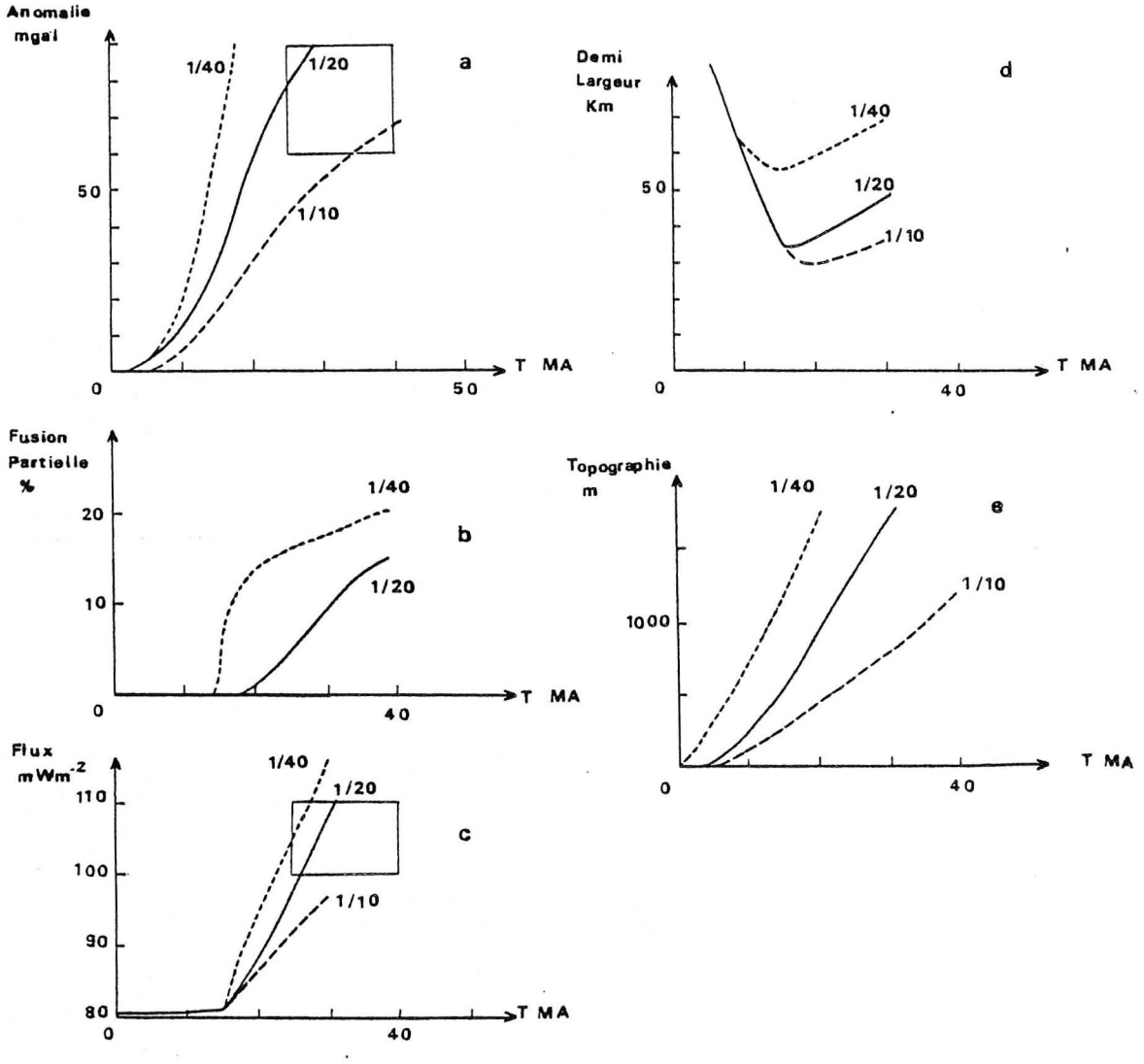


Figure 32 : Influence de la largeur du diapir sur les différents résultats du modèle.

a) Amplitude de l'anomalie de Bouguer
b) Fusion partielle
c) Flux de chaleur de surface
d) Demi-largeur de l'anomalie gravimétrique
e) Topographie

L'influence du paramètre b est peu importante, sauf peut-être pour le flux de surface (le matériel chaud arrive plus vite plus haut) et la longueur d'onde du phénomène gravimétrique. Ceci nous a conduit à choisir la valeur de 1/b = 20 km (cf. Figure 33).

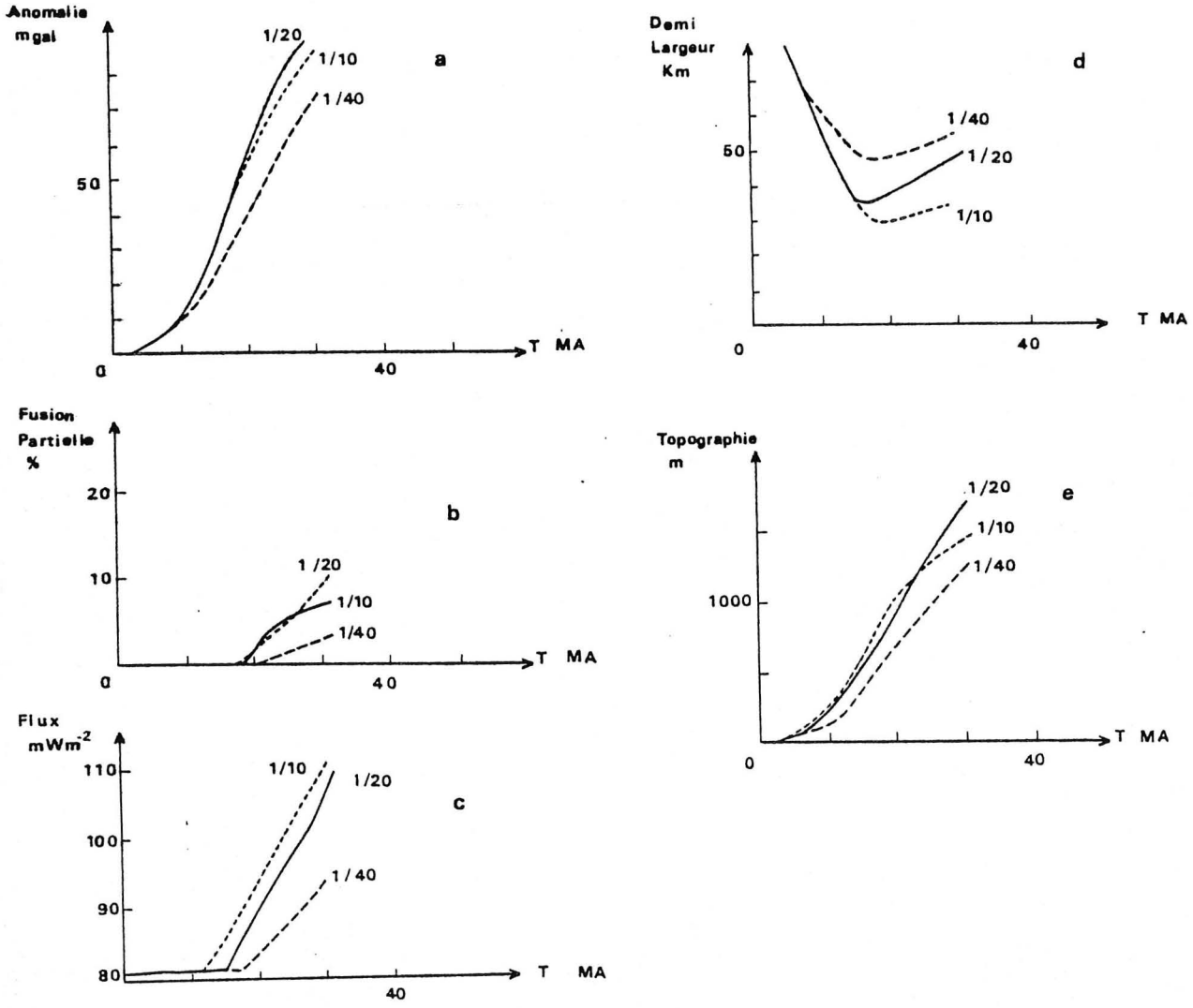


Figure 33 : *Influence du paramètre b sur les différents résultats du modèle*
a) Amplitude de l'anomalie de Bouguer
b) Fusion partielle
c) Flux de chaleur
d) Demi longueur de l'anomalie gravimétrique
e) Topographie

L'influence de la courbe de solidus est également négligeable devant l'influence de la vitesse de remontée de la matière et celle de la largeur du diapir. Nous avons considéré sur la figure 34, l'effet dû à un solidus plus faible (0.85•T solidus anhydre), qui tend à augmenter la fusion partielle mais influe très peu sur les autres résultats.

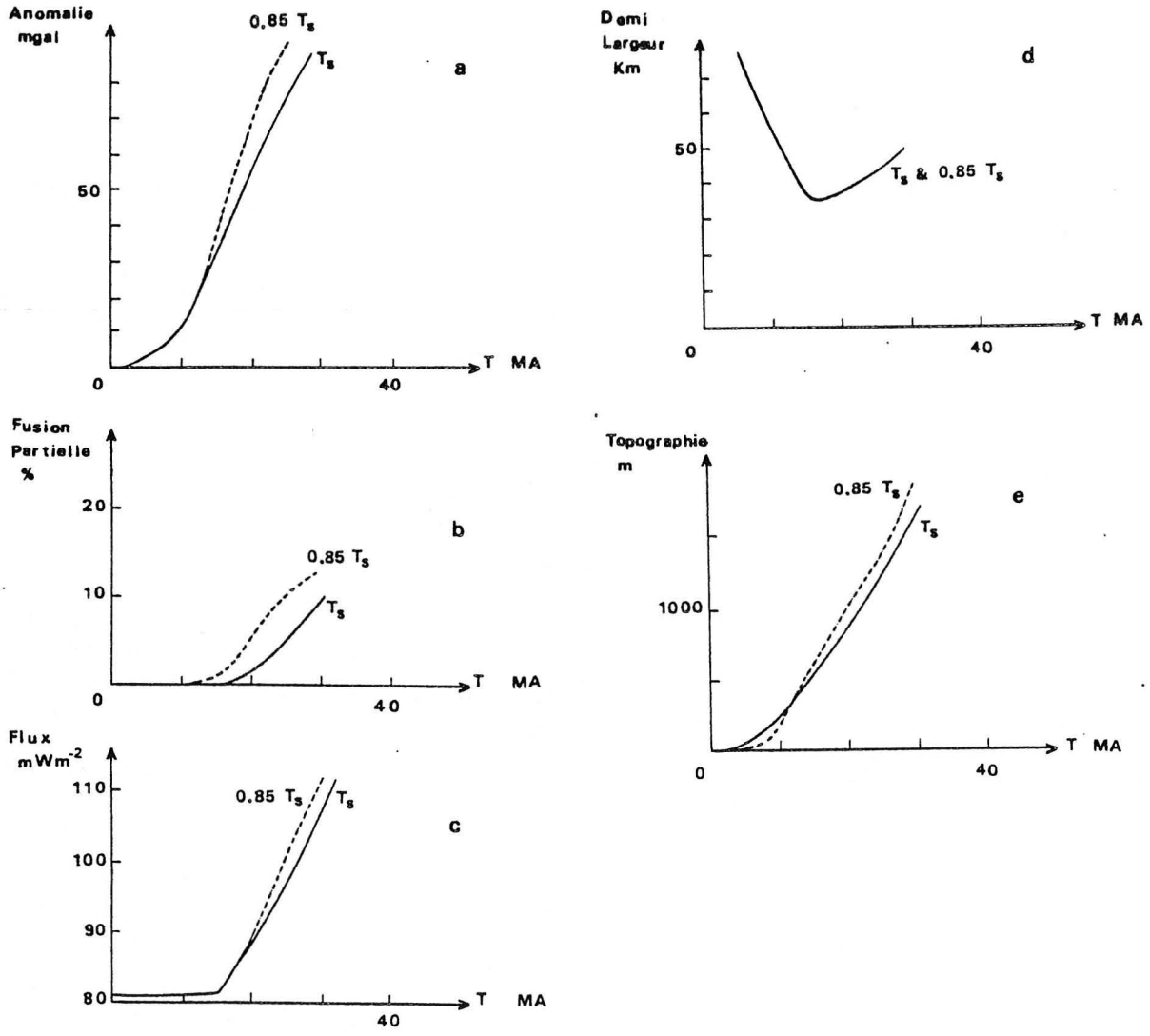


Figure 34 : Influence de la courbe de solidus sur les divers résultats du calcul.

a) Amplitude de l'anomalie de Bouguer
b) Fusion partielle
c) Flux de chaleur de surface
d) Demi largeur de l'anomalie gravimétrique
e) Topographie

Nous avons donc considéré, dans le modèle dont nous présenterons les résultats, les paramètres qui nous paraissent les mieux appropriés (V_{max} = 1 cm/an, 1/2 largeur du diapir = 20 km et b = 1/20 km^{-1}). La courbe de solidus utilisée est la courbe de solidus anhydre.

Application au Massif Central

En utilisant une vitesse de 1 cm/an, le diapir atteint la base de la croûte en 12 Ma. Au bout de 25 Ma, la valeur du flux de chaleur de surface atteint 98 mWm^{-2} et elle est de 110 mWm^{-2} vers 30 Ma, valeurs qui rendent bien compte des observations actuelles dans le Massif Central. La longueur d'onde (200 km) de l'anomalie de flux est sensiblement la même que celle mise en évidence par un modèle stationnaire à deux dimensions (Lucazeau et Vasseur, 1981 ; voir aussi la conclusion de la deuxième partie). La répartition des isothermes a été considérablement modifiée au bout de 25 Ma (figure 35).La montée du diapir, initié à une température subsolidus, a créé de la fusion partielle, avec des taux relativement faibles (6 % entre 50 et 75 km de profondeur), compatibles avec les modèles géochimiques (Frey et al., 1978 ; Kay et Gast, 1973). Par contre, le modèle ne s'accorde pas bien avec l'interprétation d'A. Soutiau (1976, 1978, 1980, 1981) sur la stratification du manteau supérieur sous le Massif Central (Figure 35). La zone comprise entre 50 et 75 km où nous obtenons de la fusion partielle, et où l'écart de température avec le modèle initial est le plus important, correspond à une zone où les ondes s sont peu atténuées.

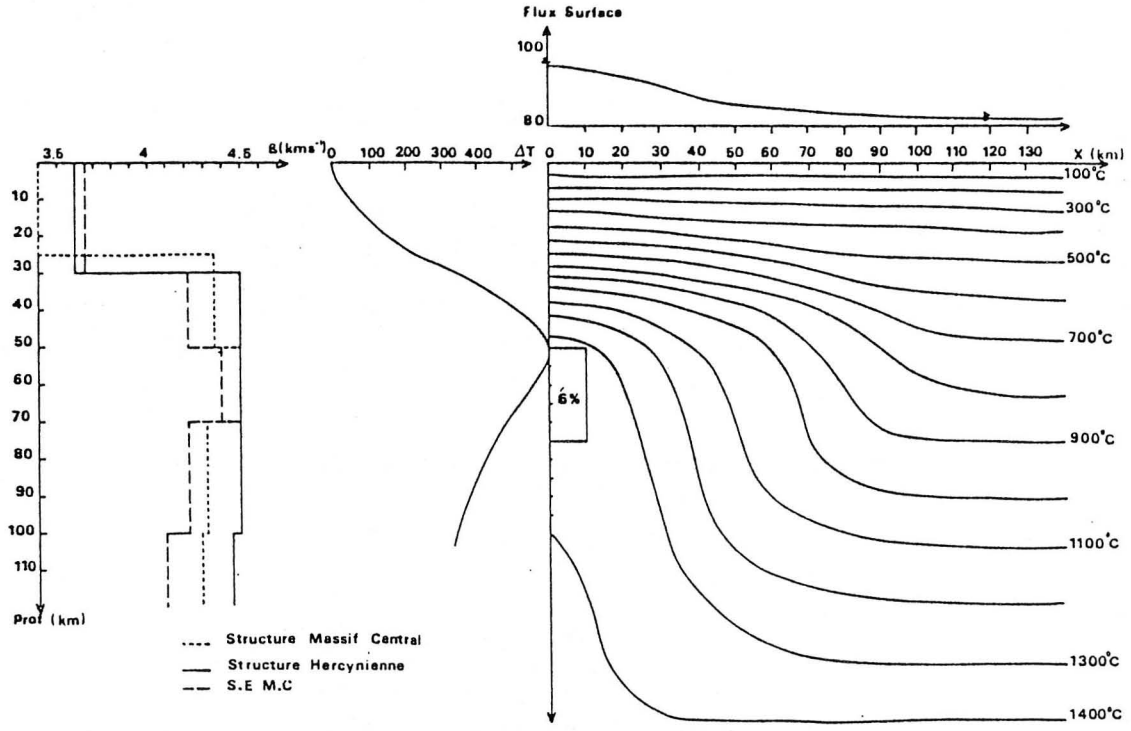


Figure 35 : Flux de surface et champ de température après 25 Ma pour $Vm = 1$ cm/an et $a = b = 1/20$ km^{-1}.
Sur la partie gauche, on a représenté la vitesse des ondes de surface (β) d'après A. Souriau (1976, 1980) pour les structures hercyniennes stables, le Massif Central et le Sud-Est du Massif Central, ainsi que les écarts de température (ΔT) par rapport au modèle initial à l'axe de la montée diapirique.

On note également une mauvaise coïncidence entre le géotherme à l'axe du diapir et les paléogéothermes calculés d'après les enclaves de péridotites (équilibres des phases dans les pyroxènes, Coisy (1977), Mercier et Carter (1975), Mercier (1980)). Toutefois la plupart des modèles thermiques (stationnaires ou transitoires) obtenus pour les régions similaires au Massif Central se rapprochent bien de celui que nous proposons (Figure 36).

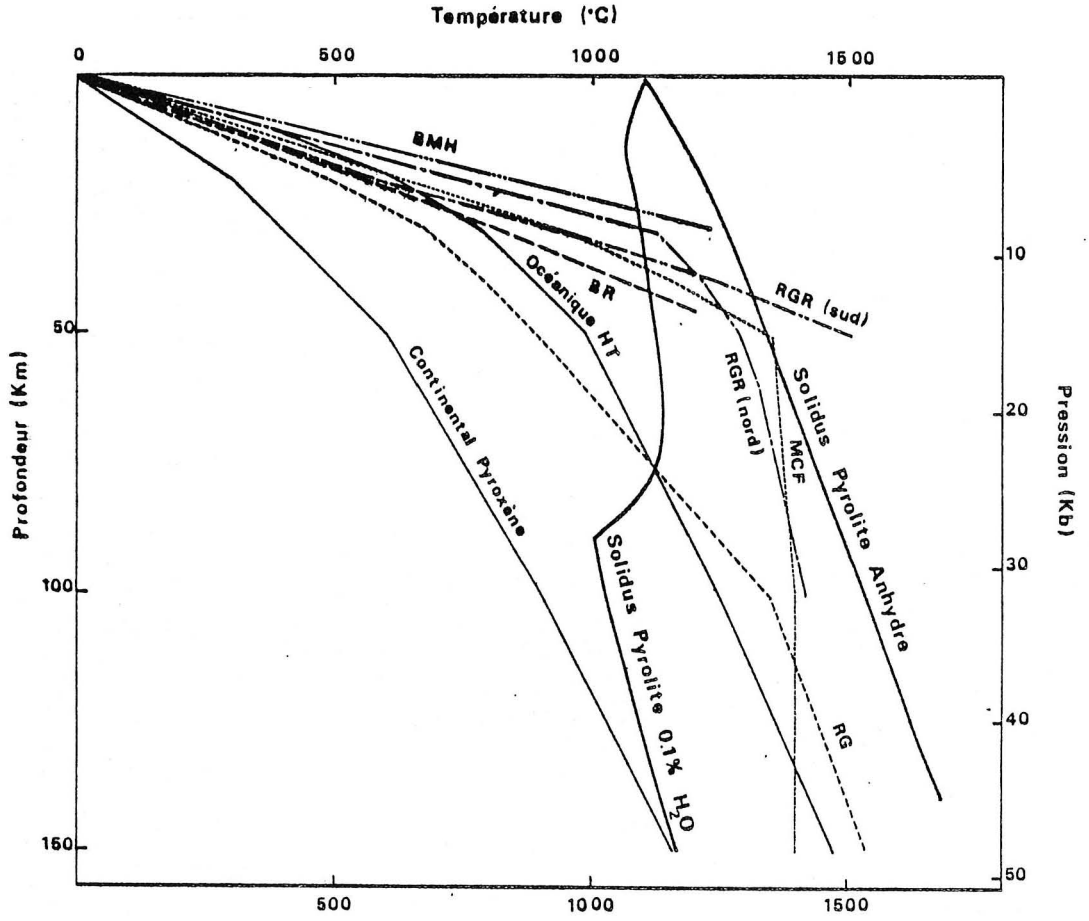


Figure 36 : Géothermes du Massif Central et d'autres régions d'extension crustale associées à du volcanisme alcalin. Comparaison avec les géothermes calculés à partir des péridotites

RGR (Sud)	*Rio Grande Rift*	*(Decker et Smithson, 1975)*
RGR (Nord)	*Rio Grande Rift*	*(Bridwell, 1976)*
BR	*Basin and Range*	*(Lachenbruch, 1978)*
BMH	*Battle Mountain High*	*(Lachenbruch, 1978)*
RG	*Graben du Rhin (modèle cinématique)*	*(Werner et Kahle, 1980)*
MCF	*Massif Central*	*(modèle cinématique)*

Les géothermes calculés à partir des pyroxènes des péridotites sont de Mercier et Carter (1975).
Les courbes de solidus sont de Ringwood (1975).

L'anomalie gravimétrique calculée est en bon accord avec l'anomalie gravimétrique liée aux structures profondes, que nous avons déterminée précédemment (voir III.3). Les trois coupes proposées sont bien ajustées par l'anomalie calculée autant en amplitude qu'en longueur d'onde (Fig. 37) pour

un temps d'environ 25 Ma après le début du phénomène.

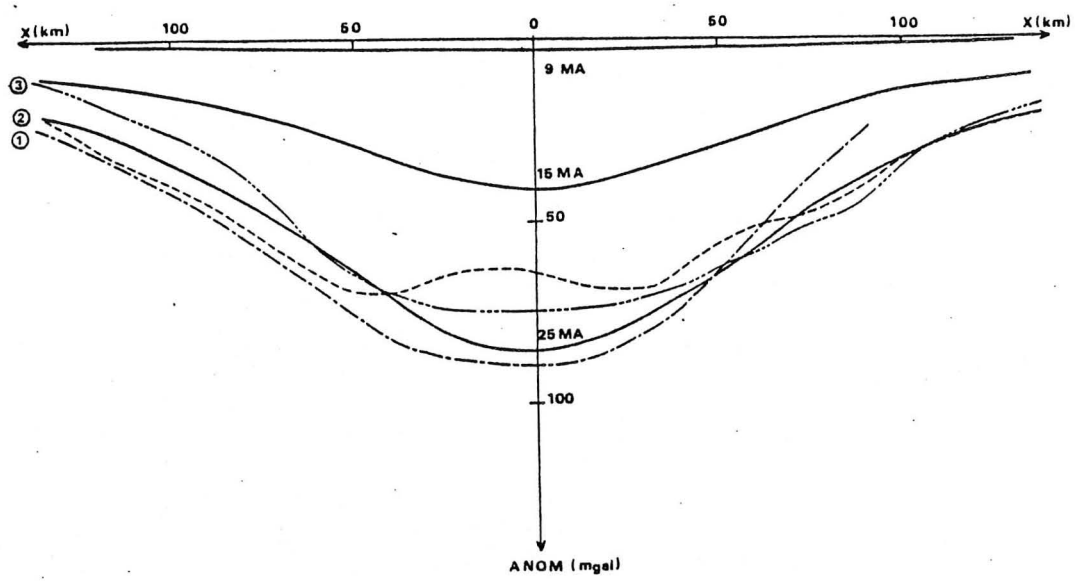


Figure 37 : Profils gravimétriques expérimentaux et anomalie calculée pour 9 Ma, 15 Ma et 25 Ma. Pour la localisation des profils expérimentaux, se reporter à la figure 28.

Les pressions exercées à la base de la croûte sont de l'ordre de 500 bars à l'axe de la remontée diapirique, valeur que Perrier et Ruegg (1973) avaient également déterminées. Ces forces de pressions à la base de la croûte sont responsables de la flexure de la lithosphère et de la topographie du Massif Central. La topographie calculée rend assez bien compte des topographies réelles en longueur d'onde comme en amplitude, si l'on fait abstraction des grabens et des vallées d'érosion (figure 38). La longueur d'onde est la même que celle de l'anomalie gravimétrique.

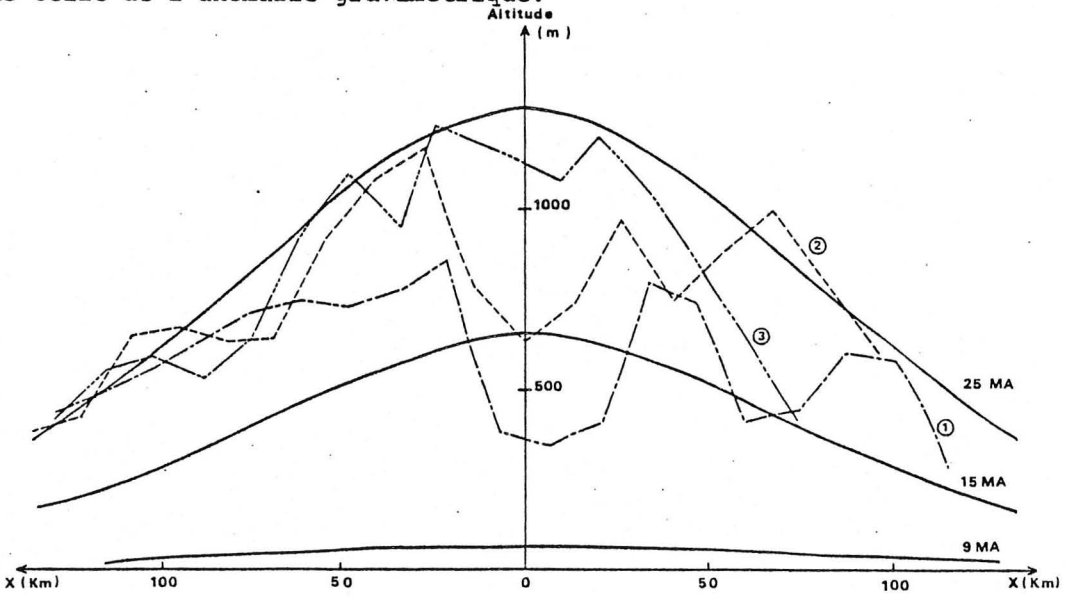


Figure 38 : Profils topographiques réels et calculés pour 9, 15 et 25 Ma dans le Massif Central. Pour la localisation des coupes, se reporter à la figure 23.

Globalement, le modèle rend compte des phénomènes observés dans le Massif Central, malgré son caractère schématique et le nombre de paramètres utilisés. Il montre qu'en initiant le phénomène à l'Oligocène, on peut rendre compte de l'anomalie du champ de pesanteur et de la topographie d'une part, et du flux de chaleur en surface, d'autre part. La valeur de la vitesse verticale impliquée dans ce modèle est élevée (environ 1 cm/an). Toutefois elle semble en accord avec les évaluations que l'on peut obtenir à partir de la déformation des péridotites (Mercier, comm. privée).

Conclusions : LA PLACE DU MASSIF CENTRAL DANS LE CONTEXTE DE L'EVOLUTION DES ZONES DISTENSIVES INTRACONTINENTALES

Bien que le Massif Central soit actuellement une zone relativement calme au point de vue tectonique, il ne faut pas oublier que les dernières éruptions volcaniques datent de 4000 ans (Maury et Varet, 1980) et que l'activité sismique s'est manifestée récemment aux abords de Clermont Ferrand (séisme d'intensité VII en 1477 et 1490, Weber (1980)). Il est de plus caractérisé par un flux de chaleur élevé, une anomalie gravimétrique importante, une topographie élevée et une lithosphère très peu épaisse sous laquelle on peut mettre en évidence de la fusion partielle (Souriau, 1981).

Il parait donc intéressant de comparer le Massif Central aux autres zones d'extension crustale intracontinentale associées à du volcanisme (grabens, rifts), pour comprendre son évolution passée et prévoir éventuellement son évolution future. Nous avons été amené ainsi à comparer des régions aussi variées que le graben d'Oslo (paléorift permien) ou les zones d'océanisation actuelle telles afars et Mer Rouge. Pour chacune de ces zones, on a précisé l'âge de la formation des grabens, l'amplitude moyenne du bombement topographique, l'amplitude moyenne de l'anomalie axiale sur la zone considérée, l'épaisseur des sédiments, le flux de chaleur moyen de surface, l'épaisseur de la croûte, la vitesse des ondes p sous la croûte, les dimensions et quelques informations sur le volcanisme (Table 11). Deux types de zones apparaissent clairement.

- Le premier type ("crevice type",Milanovsky (1978)) est caractérisé par des faibles taux d'émission volcanique (Baïkal : 5000 km^3, Massif Central : 5 000 km^3). Les magmas sont le plus souvent de nature alcaline (néphélinites à basaltes alcalins) et parfois apparaissent des tholéïtes dans la zone d'extension principale (Rio Grande, Australie). L'amplitude de la topographie est généralement inférieure à 2 km. L'épaisseur des sédiments dans les grabens peut atteindre 3-4 km (Massif Central, Rhin) et même 5-7 km (Baïkal). L'épaisseur crustale est plus faible (environ 20 %) que celle des régions voisines et la vitesse des ondes p est plus faible (environ 10 %) dans le manteau supérieur. Les valeurs du flux de chaleur sont plus élevées que la moyenne continentale, et la moyenne dans chacune de ces régions est voisine de 100 mWm^{-2}. Enfin, l'anomalie de Bouguer est toujours négative (sauf le paléograben d'Oslo).

- Le deuxième type ("archvolcanic type", Milanovsky (1978)) est caractérisé par un volcanisme très abondant (quelques 100 000 km^3 pour le rift Est Africain). Le volcanisme est initialement alcalin puis tholéïtique. L'amplitude de la topographie peut atteindre 3 km. L'épaisseur des sédiments est faible dans le graben axial (quelques centaines de mètres, au maximum 1 à 2 km). L'épaisseur de la croûte est très faible (inférieure à 20 km), ce

Table 11 : Synthèse des informations concernant les zones d'extension crustales. Références :

(1) Ce travail
(2) R.B. Smith (1977)
(3) J.H. Stewart (1971)
(4) A.H. Lachenbruch et Sass (1978)
(5) Keller et al. (1976)
(6) J. Suppe et al. (1975)
(7) M.F. Sheridon (1978)
(8) N.A. Logatchev et al. (1978)
(9) Y.A. Zorin (1981)
(10) M.A. Artemjev et E.V. Artyushkov (1971)
(11) N.A. Logatchev et N.A. Florensov (1978)
(12) S.V. Lysak (1978)
(13) N.N. Puzyrev et al. (1978)
(14) A.I. Kiselev et al. (1978)
(15) E. Seidler et W.R. Jacoby (1981)
(16) E.R. Decker et S.B. Smithson (1975)
(17) R.J. Bridwell (1978)
(18) R.J. Bridwell et C. Potzick (1981)
(19) T.R. Mc Getchin et al. (1979)
(20) F. Lucazeau et G. Vasseur (1981)
(21) G. Perrier et J.C. Ruegg (1973)
(22) R.C. Maury et J. Varet (1980)
(23) M. Derruau (1971)
(24) J.H. Illies (1978)
(25) K. Fuchs et al. (1981)
(26) Werner et Kahle (1980)
(27) Kahle et Werner (1980)
(28) K. Bram (1979)
(29) I.B. Ramberg et Nils Spjeldnaes (1978)
(30) R. Haenel et al. (1979)
(31) J.P. Cull et D. Denham (1979)
(32) J.H. Sass et al. (1976)
(33) D.H. Finlayson et al. (1979)
(34) D.H. Finlayson et al. (1980)
(35) P. Wellman (1976)
(36) S.Y. Wass (1981)
(37) F.A. Frey et al. (1978)
(38) R.W. Girdler et T.R. Evans (1977)
(39) I.D. Fairhead et R.W. Girdler (1972)
(40) R.W. Girdler et P. Styles (1978)
(41) I.B. Ramberg et al. (1978)
(42) P.W. Lipman (1969)
(43) D.S. Chapman et H.N. Pollack (1969)
(44) A.H. Lachenbruch et al. (1976)
(45) H.F. Kane et al. (1976)
(46) D.P. Hill (1976)
(47) R.A. Bailey et al. (1976)
(48) D.S. Chapman et H.N. Pollack (1977a)
(49) V. Cermak (1979b)
(50) E. Hurtig et Ch. Gelson (1979)
(51) R.U.M. Rao et al. (1970)
(52) J.H. Illies et al. (1979)
(53) N.A. Logatchev (1978)
(54) V. Courtillot (1980)
(55) A.H. Lachenbruch (1978)
(56) V. Cermak (1977)
(57) B.C. King et G.R. Chapman (1972)
(58) J.D. Fairhead (1975)
(59) R.P. Von Herzen (1972)
(60) F. Barberi et al. (1972)
(61) R. Searle et P. Gouin (1972)
(62) J.C. Lepine et al. (1972)
(63) R. Haenel (1972)
(64) R.W. Girdler et al. (1969)
(65) H. Soffel et al. (1975)
(66) J.D. Fairhead (1973)
(67) R.E. Long et al. (1973)
(68) B. Beranek et A. Dudek (1972)
(69) W. Wimmenauer (1974)
(70) G. Vasseur et Y. Nouri (1980)
(71) Morange et al. (1971)

Table 11 : Principaux caractères des zones d'extension crustale

	Age (Ma)	Topographie (amplitude)(km)	Bouguer (amplitude)(mgal)	Epaisseur Sédiments (km)	Flux de chaleur mWm^{-2}	Epaisseur crustale (km)	Vitesse des ondes p dans le manteau supérieur (km/s)	Dimensions (km x km)	Volcanisme	Remarques
Bohême (49) (50) (56) (68) (69)	45-30				71-84 (49) (50) (56)	28-30 (68)	8.2 (68)	200 x 30	Volcanisme alcalin (69)	
Massif Central (1) (20) (21) (22) (70) (72)	40-30 (1)	0.7 à 1.2 (1)	régionale -5 à -15 axiale -60 à -80 (1) (21)	1 à 3 (72)	95±13 (20) (70)	24 (21)	7.4 - 7.8 (21)	400 x 100 (1)	Stade "prérift" 60-25 Ma 4 phases post-rifts 20-14 Ma, 10 Ma, 7-4 Ma, 4-0 Ma (paroxysme) Volume total = 5000 km^3 (1) (22)	Bombement post-rift (1) (23)
Fossé Rhénan (15) (24) (25) (26) (27) (52) (53) (71)	45-30 (24)	0.3 à 1 (15)	régionale +20 à -5 axiale -10 à -40 (15) (27)	1 à 4 (15)	100-130 (26)	24 (24) (25)	7.2 - 7.8 (25)	400 x 100 (24)	Eiffel 20-10 Ma volcanisme alcalin 2.7-0 Ma volcanisme alcalin sous-saturé Kaiserstuhl - carbonatites à basanite (52) (53) (71)	Uplift de 300 m depuis le Pliocène (52)
Basin and Range (2) (3) (4) (5) (15) (19)	60-50 (15)	2.25 km (Central Great Basin) Taux = 3-9 mm/an (2)	régionale -140 à -160 axiale -80 à -120 (15) (19)		92±33 (4)	26-28 (5)	7.4 - 7.8 (5)	1200 x 500	2 périodes : 40-19 Ma suite andésitique 18-0.6 Ma basaltes à olivine / rhyolites (8)	Extension depuis 17 Ma jusqu'à l'époque actuelle Taux d'extension 0.5 à 1.5 cm/an (3)
Rio Grande (16) (17) (18) (19) (40) (41) (42)	35-25 (16)	1.5 à 2 (16) (19)	régionale -160 à -170 axiale -130 à -190 (16) (41)		100-120 (16) (17) (18)	30 ? (19)	7.6 (18) (19)	800 x 100	2 stades : 30-25 Ma basaltes et andésites basaltiques ; 20-0 Ma basaltes alcalins sur les bords, tholéïtique au centre du rift. (42)	
Baïkal (8) (9) (10) (11) (12) (13) (14) (15)	30-25 (14)	1.5 à 2.5 (10)	régionale -20 à -30 axiale -100 à -120 (10) (15)	5.5 à 9 (15)	85-105 (9) (12)	34-48 (13)	7.6 - 7.8 (13)	2500 x 120 (11)	2 périodes : 25-7 Ma volcanisme alcalin 7-1 Ma et subalcalin volume total : 5000 km^3 (11) (14)	Bombement prérift (14) Miocène associé à la période majeure du volcanisme
Owens Valley (7) (44) (45) (46) (47)	3 (7)	2.0 (47)	régionale -230 axiale -270 (45)	1.5 à 2.5 (7)	40-150 (44)	40-50 (46)	7.8 - 7.9 (46)	250 x 10 (7)	40-30 Ma basaltes à olivine 10-0 Ma basaltes, andésites, rhyolites (7) (47)	
S.E. Australie (N. S.Wales, Victoria, Tasmania) (31) (32) (33)(34)(35)(36)(37)	80-50 30-20 5-0	0.5 à 1.0 (35)	régionale -20 à -40 axiale -60 (35)		90-120 (31) (32)	30-50(NSW) (33) (34)	7.97-8.05 (NSW) (33) (34)		Tasmania 30-20 Ma Mélilites à tholéïtes Victoria 4.5-0 Ma Basanites à tholéïtes N.S.W. 54-30 Ma basaltes alcalins (36) (37)	
Hon Graben (Lybie) (15) (65)	70-80 (15)(65)	0.2 à 0.4 (15) (65)	régionale +10 à +12 axiale -5 à -10	1.5 à 2.0 (15)				260 x 50 (65)	Miocène-Pliocène : basaltes alcalins de Jebel Sasa (65)	
Godavari Rift (Inde) (15) (51)	60-70 (15)	0.2 à 0.8 (15)	régionale -10 à -30 axiale -60 à -90 (15)	3 à 5 (15)	42-105 (51)					
Graben d'Oslo (29) (30)	300-220 (29)		régionale axiale > 0	2 (29)	40-50 (30)	34-36 (30)		220 x 50 (29)	290 Ma volcanisme basaltique alcalin à olivine volume total : 10 000 km^3 (29)	"Paléorift"
East African Rift (West Rift) (15) (39) (43)(48)(53)(54)(65)	1.5-3 (15)	1.2 à 2.0 (15)	régionale -90 à -200 axiale -100 à -235 (39) (65)	1.5 à 2.5 (15)	West Zambia 67±7 (43) (48)			5000 x 200	Deux séries synchrones : - fortement alcalin (+ carbonatites) - moyennement alcalin (53) (54)	Activité volcanique très importante (53)
Kenya (East rift) (15) (39) (53) (54) (57) (58) (64) (67)	10-12 (15)	1.6 à 2.8 (15) (58)	régionale -80 à -160 axiale -100 à -210 (39) (58) (64)	1 à 2 (15)	Lac Tanganika : 17-140 Lac Kivu : 17-185 (59)	15-20 Gregory rift (67)	7.5 (67)		Trois séries : 21-14 Ma 1000 m de basaltes 14-10 Ma phonolites (53) 1.5-0.5Ma basaltes et trachytes (54) (57)	Epaisseur cumulée de laves 1000 à 2000 m (58). L'âge du volcanisme croit avec la distance à l'axe (64)
Mer Rouge (15) (38) (63) (66)	40-35	1.0 à 2.0 (15)	régionale -50 à 0 axiale +50 à +120 (15)	1 à 2	500 à l'axe (0-5 km) 100-150 (50 à 170 km) (38)	Structure océanique (66)		1000 x 300	Volcanisme subalcalin et surtout tholéïtique (53)	
Afar (15) (40) (53) (54) (60) (62) (63) (66)	30-17 et 5-0 (40)	1.5 à 3.0 Variable (15)	régionale -140 à -250 axiale +10 à -50 (15)		Golfe d'Aden 55 valeurs 126±7 16 valeurs 148±5 (63)	12-20 Structure océanique (40)(62) (66)	7.0 - 8.0 (40) (62)	1000 x 500	Volcanisme subalcalin et tholéïtique (53) (60)	Propagation du rift par "crack" (54)
Ethiopie (15) (53) (60) (61)	10-12	1.5 à 3.0 Variable (15) (61)	régionale -200 à -250 axiale +10 à +50 (51)					1200 x 100	Volcanisme alcalin ignimbrites en majeure partie (53) (60)	Activité volcanique très importante (53)

qui représente un amincissement de l'ordre de 50 %, La limite n'est en général pas très nette entre la base de la croûte et le manteau supérieur, et dans la mer Rouge ou les Afars, la croûte qui se forme est océanique. Le flux de chaleur est élevé mais très variable, L'anomalie de Bouguer est positive, contrairement au cas précédent.

Le principal problème concerne la formation de ces zones. Plusieurs hypothèses contradictoires s'affrontent : la première hypothèse (Kiselev et al., 1978 ; Bott, 1981 ; Neugebauer et Temme, 1981) suggère que la formation des grabens est la conséquence de la montée d'un corps léger (diapir) qui crée des tensions superficielles, de l'ordre de 100 à 200 MPa (1 à 2 kb) (Bott, 1981 ; Neugebauer et Temme, 1981) suffisantes pour créer les grabens. La deuxième (Tapponnier, 1977 ; Oxburgh et Turcotte, 1974) propose une fracturation initiale de la lithosphère suivi d'une montée de matériel mantellique. L'évolution dynamique telle que nous l'avons modellisée au paragraphe précédent est donc en accord avec cette deuxième hypothèse. L'élévation topographique intervient, d'après notre modèle, tardivement (25 à 30 Ma après le début du phénomène). Enfin, pour Logatchev (1978) et Milanovsky (1978), les zones à volcanisme important débuteraient par une montée importante de magma accompagnée d'un bombement et suivi par la formation de grabens, alors que les zones à faible activité volcanique se formeraient initialement à partir de longs et étroits grabens, suivi ultérieurement par le volcanisme et enfin par le bombement de la croûte. Il est bien sûr difficile de généraliser un mécanisme de formation à l'ensemble de ce type de régions, mais Seidler et Jacoby (1981) ont montré qu'il existait une relation entre l'âge de formation des zones de distension intracontinentale et l'élévation topographique (figure 39). Cette relation suggère un "uplift" rapide *après* la formation des grabens qui atteint une amplitude maximum de 1.5 à 2.5 km après 15-20 Ma. Ensuite, l'amplitude de la topographie décroît avec une constante de temps de l'ordre de 30 Ma en relation avec un refroidissement possible de la lithosphère.

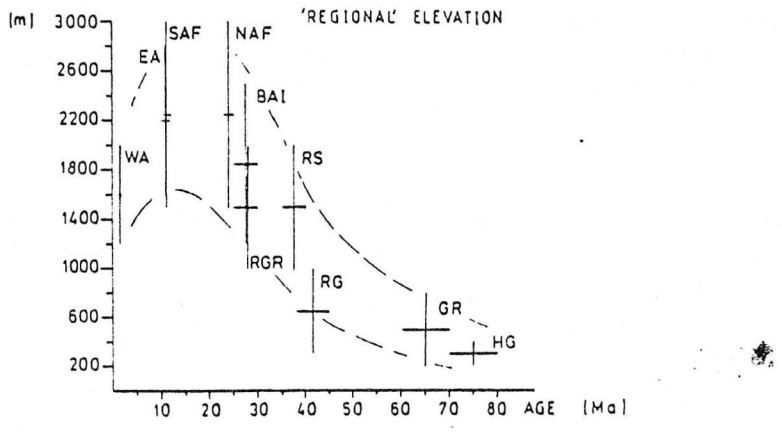


Figure 39 : Relation entre la topographie régionale et l'âge de formation des grabens d'après Seidler et Jacoby (1981). Symboles : WA, Kenya ; EA, rift est africain ; SAF, Ethiopie ; NAF, Afars ; BAI, Baïkal ; RGR, Rio Grande ; RS, Mer Rouge ; RG, Rhin, GR, Godavari, HG, Graben d'Hon.

Nous avons essayé de tester cette hypothèse avec notre modèle en arrêtant la circulation de matière dans le diapir après 25 Ma et en laissant diffuser la chaleur. La tendance dans un diagramme topographie - âge est sensiblement la même que celle observée par Seidler et Jacoby (1981) (Figure 40).

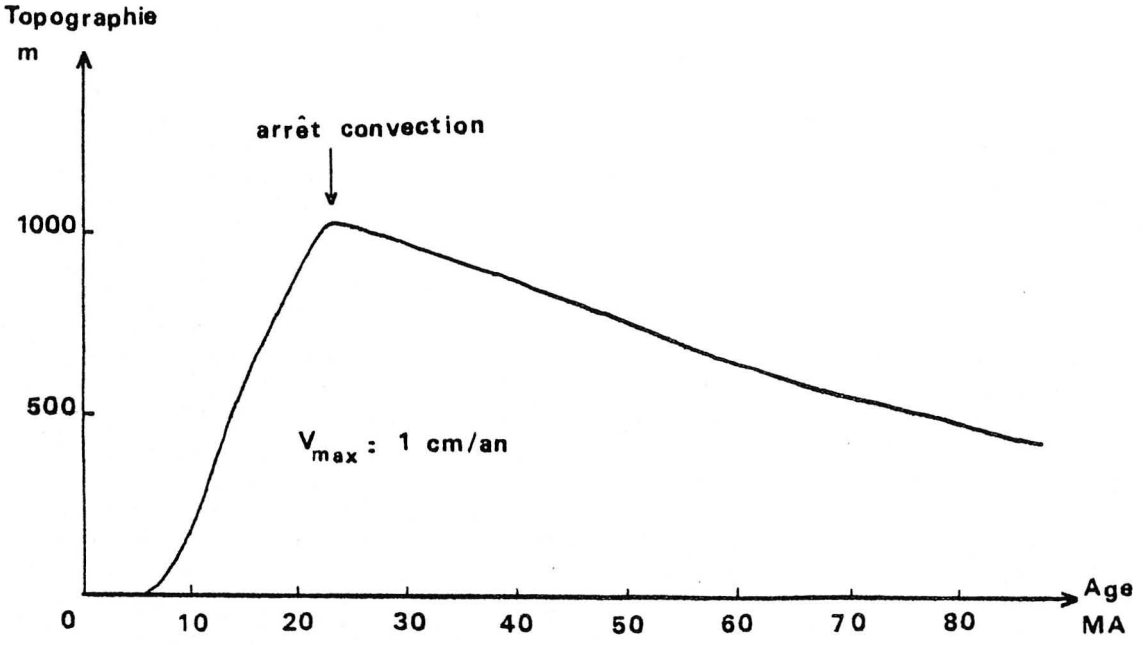


Figure 40 : Modélisation de l'évolution de la topographie en fonction de l'âge lorsque la circulation de matière s'arrête au bout de 25 Ma. Les paramètres sont les mêmes que le modèle du Massif Central ; V_{max} = 1 cm/an ; a = b = 1/20 km^{-1}

Faut-il en déduite que toutes ces régions évoluent de la même manière ? Dans ce cas, le Massif Central, suivant cette tendance, évoluerait vers un refroidissement de la lithosphère.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude et l'interprétation des données du flux de chaleur dans le Massif Central français pose un certain nombre de problèmes auxquels nous avons essayé d'apporter quelques éléments de réponses.

Le flux de chaleur élevé dans le Massif Central peut être interprété par un modèle à trois composantes (Vitorello et Pollack, 1980), dont les contributions respectives varient suivant différentes provinces (nous en avons défini huit) du Massif Central. Ceci explique en particulier l'absence de relation linéaire entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface.

La composante crustale d'origine radioactive a pu être précisée par une étude de la production de chaleur des roches crustales sur près de 1000 échantillons. Quatre familles de granitoïdes ont été caractérisées par leurs teneurs en éléments radioactifs, et ceci indépendamment de leur âge Rb/Sr. Ces quatre familles correspondent relativement bien aux quatre lignées évolutives mises en évidence par Didier et Lameyre (1980). Comme aucune raison ne permet de dire que les granites appartenant à une même lignée évolutive correspondent à une même surface d'érosion, nous suggérons que la production de chaleur est indépendante de la profondeur, sauf peut être pour les leucogranites du Limousin. La production de chaleur dans la croûte moyenne parait relativement homogène, jusqu'à une profondeur importante. Ceci permet d'expliquer une part importante du flux de chaleur dans le Massif Central : la contribution crustale au flux de chaleur peut atteindre 50 à 60 % du flux de surface.

Pourtant, cette forte contribution crustale ne suffit pas à expliquer les valeurs observées en surface. La valeur du flux de surface dans le Massif Central possède une composante transitoire certaine qui a été reliée aux évènements géodynamiques récents (distension, volcanisme). La modélisation de l'évolution thermique de la lithosphère, en liaison avec la montée d'un diapir sous le Massif Central, permet de rendre compte des phénomènes gravimétriques, topographiques, et du flux de chaleur observés en surface actuellement. La vitesse de remontée du diapir serait alors de 1 cm/an environ et sa largeur de 40 km.

Une comparaison du Massif Central avec les autres zones d'extension crustale récente montre que celui-ci présente globalement les mêmes caractères que des régions telles que le graben du Rhin, le lac Baïkal, le Basin and Range, etc... Son évolution pourrait être celle qui caractérise ces zones, c'est-à-dire un refroidissement de la lithosphère 20 à 30 Ma après la formation des grabens.

D'un point de vue énergétique, le Massif Central constitue donc un atout essentiel pour la France. L'exploitation des aquifères dans les grabens (Limagnes d'Allier et de Loire, bassins de St Flour, Brioude, Le Puy) peut

se révéler localement intéressante. En effet, compte tenu de la faible conductivité thermique des sédiments, on obtient dans ces zones qui peuvent atteindre 3 km d'épaisseur, des gradients géothermiques de 60 à 70° par km. D'autres possibilités de géothermie haute enthalpie sont offertes au Mont Dore où la présence d'une "chambre magmatique" a été mise en évidence sous la caldeira et à Chaudes Aigues où l'exploitation géothermique des sources thermales est envisagée (Varet, 1980). La fracturation provoquée dans la croûte supérieure (granites ou gneiss) peut également permettre une exploitation géothermique haute enthalpie en injectant de l'eau à grande profondeur (4 à 5 km). A cette profondeur, l'eau s'équilibre thermiquement avec la roche si on la laisse suffisamment longtemps (T = 150 à 200°C). Ce type d'expérience s'est avéré concluant aux U.S.A. (Los Alamos), et un projet est envisagé dans le Massif Central dans les années qui viennent (projet ENERGEROC).

BIBLIOGRAPHIE

E. AGHSHAHI (1979) - Etude gravimetrique du diapir de Qum (Iran) et du massif granitique de la Margeride. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 124 p.

F. ALBAREDE (1975) - The heat flow - heat generation relationship : an interaction model of fluids with cooling intrusion. Earth Planet. Sci. Lett., 27, p. 73-78.

M.E. ARTEMJEV et E.V. ARTYUSHKOV (1971) - Structure and isostasy of the Baïkal rift and the mechanism of rifting. J.G.R., 76, 1197-1211.

A. AUTRAN (1980) - L'évolution du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes. p. 10-17, dans : "Evolution structurale de la France". A. Autran et J. Dercourt, ed., 26° Congr. Geol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr., n° 107.

A. AUTRAN et J. LAMEYRE (1980) - Les granitoïdes de France (conclusions). p. 87-91, dans Evolutions géologiques de la France. A. Autran et J. Dercourt ed., 26° congrès Géol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr. n° 107.

R.A. BAILEY, G.B. DALRYMPLE et H.A. LANPHERE (1976) - Volcanisme, structure and geochronology of Long Valley Caldera, Mono, County Californy . J.G.R., 81, p. 725-744.

F. BARBERI, H. TAZIEFF and J. VARET (1972) - Volcanism in the Afar depression : its tectonics and magmatic significance. Tectonophysics, 15, p. 19-29.

J.C. BAUBRON, B. DEFAUT, J. DEMANGE, R.C. MAURY (1978) - Une coulée sous-marine d'âge Jurassique moyen dans les Causses : le basalte alcalin des Vignes (Lozère). C.R. Acad. Sci. Fr. (D), 287, p. 225-227.

J.C. BAUBRON, J. DEMANGE, B. DEFAUT, R.C. MAURY (1978) - Existence d'un volcanisme anté-néogène dans les Causses (Massif Central français). B.R.G.M. Rés. Sci. Techn. SGN pour 1978 p. 29.

A.E. BECK (1977) - Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat flow means. Tectonophysics, 41, p. 17-39.

B. BERANEK et A. DUDEK (1972) - The result of deep seismic sounding in Czechoslovakia. Z. Geophys., 38, p. 415-427.

E. BERGER (1977) - Sur la présence d'une lherzolite à grenats en enclave dans le basalte alcalin de la Vestide du Pal (Ardèche) : conditions d'équilibre, implications pétrogénétiques et géotectoniques. C.R. Acad. Sci. Paris, 284 (D), p. 709-712.

E. BERGER (1977) - Le diapirisme du manteau supérieur générateur du volcanisme du Massif Central français. C.R. Acad. Sci. Paris, 284 (D), p. 791-794.

E. BERGER (1977) - Rôle de CO_2 et H_2O dans la genèse des basaltes alcalins du Massif Central français. C.R. Acad. Sci. Paris, 284(D), p. 1859-1861.

E. BERGER (1979) - The role on partial melting of mantle diapirism, CO_2 and H_2O from the study of lherzolite nodules of intracontinental alkali basalts : example of the French Massif Central. p. 619-629 Dans : Origin and Distribution of the elements. L.H. Ahrens ed., Pergamon Press, Oxford.

J. BERNARD-GRIFFITHS(1976) - Essai sur la signification des ages au strontium dans une série métamorphique. Le Bas Limousin (Massif Central français). Thèse Doctorat d'Etat. Ann. Sci. Univ. Clermont Ferrand, Mém. n° 55, 243 pp.

J. BERNARD-GRIFFITHS,J.M. CANTAGREL et J.L. DUTHOU (1977) - Radiometric evidences for an Acadian tectono-metamor-phic event in western Massif Central (France). Contrib. Mineral. Petrol., 61, p. 199-212.

F. BIRCH, R.F. ROY et E.R. DECKER (1968) - Heat flow and thermal history in New England and New York. p. 437-451 dans : Studies of Appalachian Geology, E.An-Zen ed., Interscience, New York.

G. BODVARSSON et G.P.L. WALKER (1964) - Crustal drift in Iceland. Geophys. J., 8, p. 285-300.

M.H.P. BOTT (1981) - Crustal doming and the mechanism of continental rifting. Tectonophysics, 73, p. 1-8.

M.H.P. BOTT et N.J. KUZNIR (1979) - Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 56, 451-459.

Y. BOTTINGA (1974) - Thermal aspects of sea floor spreading, and the nature of the suboceanic lithosphere. Tectonophysics, 21, p. 15.

K. BRAM (1979) - Heat flow measurements in the Federal Republic of Germany. Dans : Terrestrial Heat Flow in Europe. Cermak and Rybach ed., Springer Verlag.

R.J. BRIDWELL (1978) - The Rio Grande rift and a diapiric mechanism for continental rifting. Dans : Tectonics and Geophysics of Continental rifts. Ramberg et Neumann, ed..

R.J. BRIDWELL et C. POTZICK (1981) - Thermal regimes, mantle diapirs and crustal stresses of continental rifts. Tectonophysics, 73, 15-32.

R. BROUSSE (1971) - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central français. p. 377-478 dans Géologie, Géochronologie et structure profonde du Massif Central Français ; Symp. J. Jung, Plein Air Service ed., Clermont Ferrand, 610 pp.

R. BROUSSE (1974) - Le volcanisme en France. Revue de la Haute Auvergne, t. 44, p. 221-242.

E.C. BULLARD (1940) - The disturbance on the temperature gradient in the Earth crust by the inequalities of height. Mont. Not. Astr. Soc. Geophys., suppl. 4, p. 300-362.

J.P. BURG (1977) - Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3ème cycle Sci. Terre, Montpellier, 79 pp.

J.P. BURG et P.J. MATTE (1978) - A cross section through the french Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Z. dt. Geol. Ges., 129, p. 429-460.

I.S.E. CARMICHAEL, F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1974) - Igneous petrology. Mc Graw Hill Book Co, 739 pp.

H.G. CARRAT (1969) - Le Morvan cristallin. Thèse d'Etat, Nancy, 379 pp.

H.G. CARRAT (1976) - Le rôle de la géochimie de l'uranium et du thorium dans la recherche des gisements uranifères intragranitiques. Sci. Terre, t. XX, p. 131-164.

N.L. CARTER (1976) - Steady state flow of rocks. Rev. of Geophys. and Space Phys., 14, 301-360.

V. CERMAK (1977) - Geothermal models of the Bohemian Massif (Variscan) and the western Carpathians (Alpine), and their mutual relation. Tectonophysics, 41, p. 127-137.

V. CERMAK (1979a) - Heat flow map of Europe. p. 3-40, dans "Terrestrial heat flow in Europe". V. Cermak et L. Rybach ed., Springer Verlag, 329 p.

V. CERMAK (1979b) - Review of heat flow measurement in Czechoslovakia. dans "Terrestrial heat flow in Europe" Cermak et Rybach ed., Springer Verlag.

R.G. CAWTHORN (1975) - Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids. Earth Planet. Sci. Lett., 27, p. 113-120.

D.S. CHAPMAN et H.N. POLLACK (1975a)- Heat flow and incipient rifting in the central African plateau. Nature, 256, p. 28-30.

D.S. CHAPMAN et H.N. POLLACK (1975b)- Global heat flow : a new look. Earth Planet. Sci. Lett., 28, p. 23-32.

D.S. CHAPMAN et H.N. POLLACK (1977a) - Heat flow and heat production in Zambia : evidences for lithospheric thinning in central Africa. Tectonophysics, 41, p. 79-100.

D.S. CHAPMAN et H.N. POLLACK (1977b) - Regional geotherms and lithospheric thickness. Geol. Soc. Am. Bull., 5, 265-267.

D.S. CHAPMAN, H.N. POLLACK et V. CERMAK (1979) - Global heat flow with special reference to the region of Europe. p. 41-48, dans "Terrestrial Heat flow in Europe", V. Cermak et L. Ryback ed., Springer Verlag.

N.I. CHRISTENSEN et D.M. FOUNTAIN (1975) - Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulites Geol. Soc. Am. Bull., 86, 227-236.

S.P. CLARK et A.E. RINGWOOD (1964) - Density distribution and constitution of the mantle. Rev. Geophys. Space Phys., 2, 35-88.

S.P. CLARK Jr. (1966) - Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am. New York, 587 p.

Ph. COISY (1977) - Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur. Thèse 3ème cycle, Univ. Nantes, 118 p.

Ph. COISY et A. NICOLAS (1978) - Structure et géodynamique du Manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. Bull. Mineral., 101, 424-436.

V. COURTILLOT (1980) - Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing. Phys. of the Earth Planet. Int., 21, p. 343-350.

J.P. COUTURIE (1977) - Etude pétrographique, géochimique et structurale du massif granitique de la Margeride. Ann. Sci. Univ. Clermont Ferrand, mém. n° 62, 320 p.

J.P. COUTURIE, M. VACHETTE, Y. VIALETTE (1979) - Age Namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, 289(D), p.449-452.

J.P. CULL et D. DENHAM (1979) - Regional variations in Australian heat flow. B.M.R. J. of Australian Geol. and Geophys., 4, p. 1-13

M. DAIGNIERES et G. VASSEUR (1979) - Determination et interprétation du flux géothermique à Bournac (Haute Loire). Ann. Geophys., 35, p. 31-39.

E.R. DECKER et S.B. SMITHSON (1975) - Heat flow and gravity interpretation across the Rio Grande rift in southern Mexico and West Texas. J.G.R., 80, p. 2542-2552.

A. DE GOER DE HERVE, J. MERGOIL (1971) - Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. p. 345-376 dans : Géologie, Géomorphologie et structures profondes du Massif Central français. Symp. J. Jung, Plein Air Service ed., Clermont Ferrand.

M. DERRUAU (1971) - Sur la morphologie du Massif Central p.33-44, dans : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Symp. J. Jung, Plein Air serv. ed., Clermont Ferrand.

J. DIDIER (1964) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Clermont Ferrand, mém. n° 23, 254 p.

J. DIDIER et J. LAMEYRE (1969) - Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. Contr. Minéral. Pétrol., 24, p. 212-238.

J. DIDIER et J. LAMEYRE (1971) - Les roches granitiques du Massif Central. p. 133-156, dans : Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Symp. J. Jung, Plein Air serv., ed., Clermont Ferrand.

J. DIDIER et J. LAMEYRE (1980) - Les granitoïdes du Massif Central. p. 63-70, dans : Evolution géologique de la France. A. Autran et J. Dercourt ed., 26° Congr. Int. Colloque C7, Mém. BRGM Fr. n° 107.

DORMAN et LEWIS (1970) - Experimental isostasy theory of determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. J.G.R., 75, p. 77.

J. DOSTAL et S. CAPEDRI (1978) - Uranium in metamorphic rocks. Contr. Mineral. Petrol., 66, p. 409-414.

C. DUPUY, A. LEYRELOUP et J. VERNIERES (1979) - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special references to REE U and Th. Composition, Evolution, heat flow production. p. 401-415 dans : Origin and distribution of the elements. L.H. Ahrens, ed., Pergamon press, Oxford.

S. DURR (1960) - Le granite de Montagny et ses enclaves. Inédit, Clermont Ferrand.

J.L. DUTHOU (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relation avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central français). Thèse Doc. Etat, Univ. Clermont Ferrand, Ann. Fac. Sci. Clermont, 63, 294 p.

J.P. DUTREUIL (1971) - Etude préliminaire des massifs granitiques du Haut Limousin. Bull. Soc. Géol. Fr., XIII, p. 272-282.

J.D. FAIRHEAD et R.W. GIRDLER (1972) - The seismicity of the East African rift system. Tectonophysics, 15, p. 115-122.

J.D. FAIRHEAD (1973) - Crustal structure of the Gulf of Aden and the Red Sea. Tectonophysics, 20, p. 261-267.

J.D. FAIRHEAD (1975) - The structure of the lithosphere beneath the eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. Tectonophysics, 30, p. 269-298.

D.H. FINLAYSON, C.D.N. COLLINS et D. DENHAM (1980) - Crustal structure under Lachlan fold belt, South eastern Australia. Phys. of the Earth and Plan. Int., 21, p. 321-342.

GROUPE FLUXCHAF (1978) - Nouvelles déterminations du flux géothermique en France. C.R. Acad. Sci. Paris, 286(D), p. 933-936.

F.H. FORESTIER, B. LASNIER, A. LEYRELOUP et J. MARCHAND (1973) - Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricain de l'affleurement au Moho. Bull. Soc. Géol. France, XV, p. 562-578.

F.A. FREY, D.H. GREEN et S.D. ROY (1978) - Integrated models of basalt petrogenesis : a study of quartz tholeiites to olivine melilites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental data. J. Petrology, 19 (3), p. 463-513.

C. FROIDEVAUX, R. BROUSSE et H. BELLON (1974) - Hot spot in France ? Nature, 348, p. 749-751.

K. FUCHS, K.P. BONJER, C. PRODEHL (1981) - The continental rift system of the Rhinegraben. Structure, physical properties and dynamical processes. Tectonophysics 73, p. 79-90.

W.S. FYFE (1973) - The granulite facies, partial melting and the archean crust. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 273, p. 457-461.

R. GABLE (1977) - Temperature et flux de chaleur en France. Seminar on Geothermal Energy, Bruxelles. CEE Editions, 111-131.

R. GABLE et J. GOGUEL (1978) - Carte du flux géothermique de la France. C.R. Acad. Sci. Paris, 288(D), p. 195-198.

R. GABLE (1980) - Terrestrial heat flow in France. p. 466-473, dans : "Advances in European geothermal research". A.S. Strub et P. Ungemach ed. (CEE). D. Reidel Publ. Co.

I.G. GASS, D.S. CHAPMAN, H.N. POLLACK et R.S. THORPE (1978) - Geological and geophysical parameters of mid-plate volcanism. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 288, p. 581-597.

J.G. GAUTHIER (1973) - Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale (Massif Central français). Sci. Terre, Nancy, 18 (4), p. 315-352.

GIRARDIN et PERSON (1838) Mesure de la température du fond d'un puits artésien à Rouen. C.R. Acad. Sci. Paris, tome VI, 16, p. 506-507.

R.W. GIRDLER, J.D. FAIRHEAD, R.C. SEARLE et W.T.C. SOWERBUTTS (1969) - Evolution of rifting in Africa. Nature, 224, 1178-1182.

R.W. GIRDLER et T.R. EVANS (1977) - Red Sea heat flow Geophys. J. of the Roy. Astr. Soc., 51, p.245-251.

P. GRANCLAUDE, M. MARCHAL et H. DE LA ROCHE (1976) - Les fichiers du CRPG ; leur contenu et les modalités de leur utilisation comme banque de données. Industrie minérale, p.1-7.

D.H. GREEN (1972) - Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid oceanic ridges, stable crust and islandic arc environments. Tectonophysics, 17, 285-297.

D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1967) - The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 15, p. 103-190.

Y. GUEGUEN (1974) - Modèles géophysiques du manteau supérieur et interprétation de la couche à faible vitesse. Thèse 3ème cycle, Univ. Nantes, 86 p.

S. GUERRIER (1980) - Exploitation des résultats électriques de la campagne de septembre 1979 sur le site de Mayet de Montagne. Relation entre la topographie et l'anomalie de Bouguer. Application à la compensasion isostatique sous le Massif Central. D.E.A. Montpellier, 91 p.

R. HAENEL (1972) - Heat flow measurements in the Red Sea and the Gulf of Aden. Z. Geophys., 38, p. 1035-1047.

R. HAENEL, G. GRØNLIE et K.S. HEIER (1979) - Terrestrial heat flow determination in Norway and an attempted interpretation. Dans : "Terrestrial heat flow in Europe". Cermak et Ryback ed., Springer Verlag.

K.S. HEIER et J.L. CARTER (1964) - Uranium and potassium contents in basic rocks and their bearing on the nature of upper mantle. The natural Radiation Environment, p. 75, S.A.S. Adams et W.M. Lowder, Chicago Univ. Press.

K.S. HEIER et S.A.S. ADAMS (1965) - Concentration of radioactive elements in deep crustal material. Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 53-61.

K.S. HEIER et K. THORESEN (1971) - Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten, Vesterålen, North Norway. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 89-99.

K.S. HEIER (1973) - Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. Phil. Trans. roy. Soc. London, A, 273, p. 429-442.

R. HENTINGER et J. JOLIVET (1970) - Nouvelles déterminations du flux géothermique en France. Tectonophysics, 10, 127-146.

D.P. HILL (1976) - Structure of Long Valley Caldera, California, from a seismic refraction experiment. J.G.R., 81, p. 745-753.

A. HIRN (1976) - Sondage sismique profond en France. Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII (5), p. 1065-1071.

A. HIRN (1980) - Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. p. 34-39, dans "Evolutions Géologiques de la France", A. Autran et J. Dercourt ed., 26° Congr. Géol. Int., colloque C7, Mém. BRGM Fr n° 107

E. HURTIG et Ch. GELSNER (1979) - The heat flow field on the territory of the German Democratic republic. In : Terrestrial heat flow in Europe. Cermak and Ryback ed., Springer Verlag, 329 p.

J.H. ILLIES (1970) - Graben tectonics as related to crust-mantle interaction, p; 4-7 dans : "Graben problems" (Illies et Mueller ed, Stuttgart).

J.H. ILLIES (1978) - Two stages Rhinegraben rifting. p. 63-72, dans "Tectonics and Geophysics of continental rifts" Vol. 2, I.B. Ramberg et E.R. Neumann ed., NATO advanced Study Ser.

J.H. ILLIES, C. PRODEHL, M.V. SCHMINCKE et A. SEMMEL (1979) - The quaternary uplift of the Rhenish shield in Germany. Tectonophysics, 61, p. 197-225.

P. ISNARD (1970) - Analyse statistique des données géochimiques par traitement automatique. Application au Massif granitique de la Marche orientale (Massif Central français).

K. ITO et G.C. KENNEDY (1967) - Melting phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. Am. J. Sci., 265, p. 519-538.

C. JAUPART, J.G. SCLATER et G. SIMMONS (1981) - Heat flow studies : constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 328-344.

A.M. JESSOP, M. HOBART et J.G. SCLATER (1976) World wide compilation of heat flow data. Geothermal ser. n° 5. Dept. of Energy, Mines and Ressources, Ont.,1976.

J. JUNG (1954) - Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. Ann. Hébert et Haug, Paris, t. VIII.

H.G. KAHLE et D. WERNER (1980) - A geophysical study of the Rhine graben. II, Gravity anomalies and geothermal implications. Geophys. J. of the Roy. Astr. Soc., 62, p. 631-647.

H.F. KANE, D.R. MABEY, R.L. BRACE (1976) - A gravity and magnetic investigation of the Long Valley Caldera, Mono County, California. J.G.R., 81, p. 754-762.

O. KAPPELMEYER et R. HAENEL (1974) - Geothermics with special references to application. Geopublication Associates ed. Gebrüder Bornträgered.

R.W. KAY et P.W. GAST (1973) - The rare earth content and origin of alkali rich basalts. J. Geol., 81 (6), 653-682.

G.R. KELLER, R.B. SMITH, L.W. BRAILE, R. HEANY et D.H. SHRUBET (1976) - Upper crustal structure of the eastern Basin and Range, northern Colorado Plateau and middle Rocky Mountains from Rayleigh wave dispersion. Bull. Seismol. Soc. Am. 66, p. 869-976

P.G. KILLEEN et K.S. HEIER (1975) - Trend surface analysis of Th, U and K, and heat production in three related granitic plutons, Farsund area, south Norway. Chemical Geol., 15, 163-176.

G. KIEFFER (1971) - Aperçu sur la morphologie des régions volcaniques du Massif Central. p. 511-528, dans : "Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central français"; Symposium J. Jung, Plein Air Serv. ed., Clermont-Ferrand.

A.I. KISELEV, H.A. GOLOVKO, M.E. MEDVEDEV (1978) - Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone. Tectonophysics, 45, p. 49-59.

J. KORNPROBST et al. (1980) - Le métamorphisme en France p. 161-189, dans "Evolutions géologiques de la France, Autran et Dercourt ed., 26° Congr. Geol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr, n° 107.

K. KURTBAS (1972) - Les granites de la Montagne Bourbonnaise, leur évolution pétrographique et géochimique. Thèse Univ. Nancy I.

I. KUSHIRO (1972) - Partial melting of synthetic and natural peridotites at high pressures. Carnegie Inst. Wash. New York Book., 71, p. 357-362.

A.H. LACHENBRUCH (1968) - Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. J.G.R., 73, p. 6977.

A.H. LACHENBRUCH (1970) - Crustal temperatures and heat production : implications of the linear heat flow relation. J.G.R., 75, p3291-3300

A.H. LACHENBRUCH (1978) - Heat flow in the Basin and Range Orivunce and thermal effects of tectonic extension. Pageoph., 117, p. 34-50.

A.H. LACHENBRUCH et C.M. BUNKER (1971) - Vertical gradient of heat production in the continental crust. 2 - Some estimates from borehole data. J. Geophys. Res., 76, p. 3852-3860.

A.H. LACHENBRUCH, J.H. SASS, R.J. MUNROE et T.H. MOSES (1976) - Geothermal setting and simple heat conduction models for the Long Valley Caldera. J.G.R., 81, p. 769-784.

I.B. LAMBERT et K.S. HEIER (1967) - The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, p. 377-390.

I.B. LAMBERT et K.S. HEIER (1968a)- Estimates of crustal abundances of thorium, uranium and potassium. Chem. Geol., 3, p. 233-238.

I.B. LAMBERT et K.S. HEIER (1968b) - Geochemical investigations of deep-seated rocks in Australian shield. Lithos, 1, p. 30-53.

J. LAMEYRE (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 29, 263 p.

P. LAPADU HARGUES (1971) - Du Trias à l'Eocène dans le Massif Central français, p. 291-294, dans : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Symp. J. Jung, Plein Air Serv. ed. Clermont Ferrand.

F. LAUZAC (1969) - Etudes géologiques des granites des Monts de Tarare. D.E.S., Clermont Ferrand.

T.C. LEE (1979) - Erosion, uplift, exponential heat source distribution, and transient heat flux. J.G.R., 84, p. 585-590.

J.C. LEPINE, J.C. RUEGG et L. STEINMETZ (1972) - Seismic profiles in the Djibouti area. Tectonophysics, 15, p. 59-64.

A.M. LEVY (1896) - Sur les sondages profonds de Charmay (Creusot) et de Macholles, près de Riom (Limagne) C.R. Acad. Sci. Paris, t. 122, p. 1503-1506.

A. LEYRELOUP (1973) - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granulites et séries charnockitiques (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Nantes.

A. LEYRELOUP (1973) - Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France: nature de la croûte inférieure. part 1. : Lithologie et structurologie d'ensemble du complexe granulito-charnockitique sous-jacent au Massif Central français, d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Contr. Mineral. Petrol., 46, p. 17-27.

A. LEYRELOUP, C. DUPUY et A. ANDRIAMBOLOLONA (1977) - Catazonal xenoliths in french neogene volcanic rocks : constitution of the lower crust. Part 2 : chemical composition and consequences of the evolution of the French Massif Central Precambrian crust. Contrib. Mineral. Petrol., 62, p. 283-300.

W. LIN et C.V. WANG (1980) - P. Wave veolcities in rocks at high pressure and temperature and the constitution of the central California crust. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 61, p. 379-400.

P.W. LIPMAN (1969) - Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 80, p. 1343-1354.

N.A. LOGATCHEV (1978) - Main features of evolution and magmatism of continental rift zones in the Cenozoic. Dans : "Tectonics and Geophysics of continental rifts". Ramberg et Neuman ed.

N.A. LOGATCHEV, V.A. ROGO ZHINA, V.P. SOLONENKO et Yu. A. ZORIN (1978) - Deep structure and evolution of the Baikal rift zone. Dans "Tectonics and geophysics of continental rifts". Ramberg et Neuman ed.

N.A. LOGATCHEV et N.A. FLORENSOV (1978) - The Baikal system of rift valleys . Tectonophysics, 45, p. 1-13.

R.E. LONG, K. SUNDARLINGAM et P.K.H. MAGUIRE (1973) - Crustal structure of the East African zone. Tectonophysics, 20, p. 269-281.

F. LUCAZEAU (1979) - Phénomènes de perturbations thermiques dues à des circulations karstiques dans la région de Montpellier. D.E.A. Géophysique, Montpellier.

F. LUCAZEAU, G. VASSEUR, Y. KAST et J. JOLIVET (1981) - Données du flux de chaleur dans le Massif Central. Ann. Geophys. (à paraître).

F. LUCAZEAU et G. VASSEUR (1981) - Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central. Ann. Géophys. (à paraître).

S.V. LYSAK (1978) - The baikal rift heat flow. Tectonophysics, 45, p. 87-93.

T.R. MC GETKIN, K. BURKE, G. THOMPSON et R. YOUNG (1979) - Plateau uplifts : mode and mechanism. EOS, Vol. 60, p. 64-67

J. MAJAROWICZ (1979) - Mantle heat flow and geotherms for major tectonic units in central Europe. Pageoph., 117, Birkhäuser Verlag, Basel, p. 109-123.

J. MARCHAND (1974) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut Allier) : Les termes acides. Thèse 3ème cycle, Nantes.

M. MATTAUER, A. ETCHECOPAR (1974) - Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. 2ème Réunion ann. Sci. Terre, Pont à Mousson, p. 279.

R.C. MAURY et J. VARET (1980) - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. p. 137-159, dans : "Evolutions géologiques de la France. Autran et Dercourt ed, 26° Congr. Géol. Int., Colloque C7 ; Mém. BRGM Fr. n° 107.

J.C. MERCIER et N. CARTER (1975) - Pyroxene geotherms. J.G.R., 80, p. 3349-3362.

J.C. MERCIER (1980) - Single pyroxene thermobarometry. Tectonophysics, 70, 1-29.

E.E. MILANOVSKY (1978) - Some problems of rifting development in the Earth's history. p. 385-399 dans : "Tectonics and Geophysics of continental rifts". I.B. Ramberg et E.R. Neumann ed. NATO advanced study Institutes ser.

J. MINSTER et T.H. JORDAN (1978) Present day plate motions. J.G.R., 83, p. 5331-5354.

A. MORANGE, F. HERITIER et J. VILLEMIN (1971) - Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne dans le Massif Central. p. 295-308, dans : "Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central français"; Symp. J. Jung, Plein Air Service Ed., Clermont Ferrand.

Ph. MUON (1980) - 1ère partie : étude gravimétrique du Mont Lozère ; 2ème partie : étude gravimétrique du Rouergue occidental. D.E.A. Géophysique, Montpellier, 54 p.

E.R. OXBURGH et D.L. TURCOTTE (1974) - Membrane tectonics and the East African rift. Earth Planet. Sci. Lett., 22, p. 133-140

G. PERRIER et J.C. RUEGG (1973) - Structure profonde du Massif Central français. Ann. Géophys., 29, p. 435-502.

J.M. PETERLONGO (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 4, 187 p.

M. PETREQUIN (1979) - Etude gravimétrique du massif de la Margeride et de sa bordure méridionale. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 128 p.

C. PIN et J.R. LANCELOT (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. Bull. Soc. Géol. France, t. XX, n° 2, p. 203-208

C. PIN (1979) - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse 3ème cycle Montpellier, 205 p.

R. PLILER et S.A.S. ADAMS (1962a) - The distribution of thorium, uranium and potassium in the Moncos shales. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, p.1115.

R. PLILER et S.A.S. ADAMS (1962b) - The distribution of thorium and uranium in a pensylvanian weathering profile. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, p. 1137.

D. PLOYART et P. LEYMARIE (1977) - Etude des traces dans les granites du Nord Millevaches. Sci. Terre, 21, p. 151-186.

P. PLUVILLAND (1978) - Reconnaissance stratégique par gravimétrie dans la région de Limoges. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg, 1978.

B.G. POLYAK et Ya. B. SMIRNOV (1968) - Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents. Geotectonics, Engl. Trans., 4, p. 205-213.

N.N. PUZYREV, M.M. MANDELBAUM S.V. KRYLOV, B.P. MINSHENKIN, G.V. PETRIK et G.V. KRUPSKAYA (1978) - Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data. Tectonophysics, 45, p. 15-22.

I.B. RAMBERG, F.A. COOK et S.B. SMITHSON (1978) - Structure of the Rio Grande rift in Southern New Mexico and and West Texas, based on gravity interpretation. Geol. Soc. Am. Bull., 89, p. 107-123.

I.B. RAMBERG et NILS SPJELDNAES (1978) - The tectonic history of the Oslo region. Dans : Tectonics and geophysics of continental rifts. Ramberg et Neumann ed.

G. RANCHIN (1971) - La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. Sci. Terre, Nancy. Mém. N° 19, 394 p.

R.U.M. RAO, R.K. VERMA, G. VENKATESHWAR RAO, V.M. HANZA P.K. PANDA et M.L. GUPTOR (1970) - Heat flow studies in the Godavari Valley (India). Tectonophysics, 10, 165-181.

S.W. RICHARDSON (1975) - Heat flow processes. p. 123-132 dans : "Geodynamics today - A review of the Earth's dynamic processes. British Nal Committee for geodynamics, Royal Soc., London.

J.J.W. ROGERS et S.A.S. ADAMS (1968a) - Uranium. Dans "Handbook of geochemistry". K.H. Wedepohl ed., Springer Verlag.

J.J.W. ROGERS et S.A.S. ADAMS (1968b) - Thorium. Dans "Handbook of geochemistry". K.M. Wedepohl, ed., Springer Verlag.

M. ROQUES (1971) - Structure géologique du Massif Central p. 17-32, dans : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français".Symp. J. Jung, Plein Air serv. ed., Clermont Ferrand.

R.F. ROY, D.D. BLACKWELL et F. BIRCH (1968) - Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. Earth Planet. Sci. Lett., 5, 1-12.

L. RYBACK (1979) - The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks : an exponential law. Pageoph., 117, p. 75-82, Birkhäuser Verlag.

M. SAPIN et A. HIRN (1974) - Results of explosion seismology in the southern Rhone Valley. Ann. Geophys., 30, p. 181-201.

J.H. SASS, J.C. JAEGER et R.J. MUNROE (1976) - Heat flow and near surface radioactivity in the Australian continental crust. U.S. Geol. Surv., Open file report 76-250.

J.F. SCHATZ et G. SIMMONS (1972) - Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. J.G.R., 77, p. 6966-6983.

L. SCHLUMBERGER (1979) - Sur la contribution de la croûte du Massif Central au flux géothermique. Données préliminaires sur la répartition des terres rares. D.E.A. Géophysique, Montpellier, 37 p.

J. SCLATER et J. FRANCHETEAU (1970) - The implications of terrestrial heat flow observations of current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 20, p. 509-542.

J. SCLATER, C. JAUPART, D. GALSON (1980) - The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. Rev. Geophys. Space Phys., 18, 1, p. 269-311.

R. SEARLE et P. GOUIN (1972) - A gravity survey of the central part of the Ethiopian rift valley. Tectonophysics, 15, 41-52.

E. SEIDLER et W.R. JACOBY (1981) - Parameterized rift development and upper mantle anomalies. Tectonophysics, 73, p. 53-68.

M.F. SHERIDAN (1978) - Owens Valley, a major rift between the Sierra Nevada batholith and the Basin and Range province. Dans : "Tectonics and Geophysics of continental rifts", Ramberg et Neumann ed.

D.L. SMITH, R.G. GREGORY et J.W. EMHOF (1981) - Geothermal measurements in the southern Appalachian mountains and southeastern Coastal plains. Am. J. Sci., 281, p. 282-298.

R.B. SMITH (1977) - Intraplate tectonics of the western North American Plate. Tectonophysics, 37, p.323-336.

S.B. SMITHSON et E.R. DECKER (1974) - A continental crustal model and its geothermal implications. Earth Planet. Sci. Lett., 22, p. 215-225.

S.B. SMITHSON et S.R. BROWN (1977) A model for lower Continental crust. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 134-144.

H. SOFFEL, K. PETERS et J. POHL (1975) - Interpretation of a gravity profile accross the southern part of the Hon graben, Lybia. Z. Geophys., 41, 491-499.

A. SOURIAU (1976) - Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface. Bull. Soc. Géol. Fr., 18, p. 1085.

A. SOURIAU (1978) - Le manteau supérieur sous la France et les régions limitrophes au Nord. Thèse Univ. Paris VII.

A. SOURIAU (1981) - Le manteau supérieur sous la France. Bull. Soc. Géol. France. (sous presse).

A. SOURIAU, A.M. CORREIG et M. SOURIAU (1980) - Atténuation of Rayleigh waves accross the tectonic area of the Massif Central, France. Phys. Earth Planet. Int., 23, p. 62-71

J.H. STEWART (1971) - Basin and Range : a system of horsts and grabens produced by deep seated extension. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 1019-1044.

J.S. STUCKLESS (1979) - Uranium and thorium concentrations in Precambrian granites as indicators of a uranium province in central Wyoming. Contrib. to Geol., 17, p. 173-178.

J. SUPPE, C. POWELL et R. BERRY (1975) - Regional topography, seismicity, quaternary volcanism and the present day tectonics of the western United States Am. J. Sci., 275A, p. 397-436.

C.A. SWANBERG (1972) - Vertical distribution of heat production in the Idaho batholith. J. Geophys. Res., 77, p. 2508-2513.

D.A. SWANSON (1972) - Magma supply rate at Killauea volcano, 1952-1971. Science, 175, p. 169-170.

P. TAPPONNIER (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditarranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. Fr., XIX (3), 437-460.

R.I. TILLING, D. GOTTFRIED et F.C.W. DODGE (1970) - Radiogenic heat production of contrasting magma series : bearing on interpretation of heat flow. Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 1447-1462.

J. VARET (1980) - Les ressources minérales et énergétiques. E - Ressources géothermiques. p. 338-343. Dans : "Evolutions géologiques de la France. Autran et Dercourt ed., 26° Congr. Géol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr. n° 107.

G. VASSEUR - Groupe FLUXCHAF (1980) - A critical study of heat flow in France p. 474-484, dans : "Advances in European Geothermal Research, Strub et Ungemach ed (CEE). Reidel Publishing Co.

G. VASSEUR et Y. NOURI (1980) : Trends of heat flow in France : relation with deep structures. Tectonophysics, 65, p. 209-223.

G. VASSEUR et F. LUCAZEAU (1981) - Some aspect of heat flow in France. J. Vulcanol. Geotherm. Res., sous presse.

I. VITORELLO et H.N. POLLACK (1980) - On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. J.G.R., 85, p. 983-995.

P. VETTER (1971) - Le Carbonidère supérieur et le Permien du Massif Central. p. 169-214, dans : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français", symp. J. Jung, Plein Air Serv. ed., Clermont Ferrand.

R.P. VON HERZEN (1972) - Heat flow measurements in East Africa. Tectonophysics, 15, p. 179.

R.I. WALCOTT (1970) - Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. J.G.R., 75, p. 3941-3954.

M. WALFERDIN (1838) - Sur un puits foré à St André (Dept. de l'Eure), à 263 m. de profondeur, et sur la température constatée à 253 m. C.R. Acad. Sci. Paris, VI (16), p. 503-506.

M. WALFERDIN (1843) - Sur les modifications au thermomètre et à sa graduation proposées par M. Person et sur le thermomètre hypsométrique de M. Walferdin. C.R. Acad. Sci. Paris, XVII, 17, p. 904-908.

WALFERDIN (1853) - Recherches sur la température de la Terre à de grandes profondeurs. Observations sur la source artésienne de l'établissement thermal de Mondorff dans le Grand Duché du Luxembourg. C.R. Acad. Sci. Paris, XXXVI, 6, 250-254.

WALFERDIN (1857) - Nouvelles recherches sur la température à de grandes profondeurs (première partie). C.R. Acad. Sci. Paris, XLIV, 19, p. 971-975.

S.Y. WASS (1981) - Geochemistry and origin of the xenolith bearing, and related alkali basaltic rocks from southern Highlands, New South Wales, Australia. Am. J. Sci., 280A, p. 639-666.

P. WATREMEZ (1980) - Flux de chaleur sur le Massif Armoricain et sur la marge continentale : essai de modélisation de l'évolution thermique de la marge armoricaine. Thèse 3ème cycle, Brest.

C. WEBER (1980) - La séismicité de la France. p. 39-42, dans : "Evolutions géologiques de la France. A. Autran et J. Dercourt, ed., 26° Congr. Geol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr n° 107.

P. WELLMAN (1976) - Regional variation of gravity and isostatic equilibrium of the Australian crust. B.M.R. J. of Australian Geol. and Geophys., 1, p. 297-302.

P.R.A. WELLS (1980) - Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. Earth Planet. Sci. Lett., 46, p. 253-265.

D. WERNER et H.G. KAHLE (1980) - A Geophysical study of the Rhine graben. I. - Kinematics and Geothermics Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 62, 617-630.

J. WHEILDON, M.F. FRANCIS et A. THOMAS-BETTS (1977) - Investigation of the SW England thermal anomalu zone. Seminat on geothermal Energy, Brussel, CEE Ed., 175-188.

W. WIMNERAUER (1974) - The alkaline province of Central Europe and France, p. 238-270, dans : H. Sorensen ed., The alkaline rocks. J. Wiley, Londres, 622 pp.

Yu A. ZORIN (1981) - The Baïkalrift : an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithospheric plates. Tectonophysics, 73, 91-104.

M. WITHJACK (1979) - A convective heat transfer model for lithospheric thinning and crustal uplift. J.G.R., 84, 3008-3092.

ANNEXES

ANNEXE I (article sous presse à : Journal of Vulcanology and Geothermal research)

SOME ASPECTS OF HEAT FLOW IN FRANCE

Guy VASSEUR and Francis LUCAZEAU (Groupe Fluxchaf)
Centre Géologique et Géophysique
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
Place E. Bataillon
34060 MONTPELLIER CEDEX

ABSTRACT

The basic information about heat flow in France consists of several types of data which can be separated according to their measurement characteristics. After accounting for the necessary corrections (topographic and paleoclimatic effects) a critical comparison between the various types of data is carried out. This comparison brings out a clear discrepancy between some of the data : in the Paris basin, heat flow estimates resulting from oil exploration boreholes without conductivity measurements, are systematically higher than other types of measurements ; keeping only these last heat flow measurements which are thought to be more reliable, we present a tentative heat flow map which accounts for the main trends of the remaining data. The most significant feature of this map is the presence of a high heat flow area in the central part of the country ; this positive anomaly seems to be related to the existence of hercynian granites and, possibly of crustal and lithospheric thinning.

INTRODUCTION

In the recent years and following the first heat flow measurements published by Jolivet and Hentinger (1970), a campaign has been developed by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières and by several university teams sponsored by the Institut National d'Astronomie et de Géophysique (Groupe Fluxchaf) for the determination of heat flow over France. The main objective was to obtain reliable values of heat flow in various areas in order to draw its pattern over the territory ; several attempts in this direction have already been proposed leading to different models (Groupe Fluxchaf, 1978 , Gable et Goguel, 1978, Vasseur and Nouri, 1980). In fact a major difficulty results from the large differences in the characteristics of the various heat flow determinations. For example, some measurements are obtained in shallow boreholes with conductivity measurements, whereas others are estimates from deep exploration boreholes ; hence a preliminary discussion is needed before using simultaneously such data.

In this paper, the available heat flow determinations are reviewed and discussed ; relevant corrections for topography and paleoclimatic effects are carried out and the consistency of the data is studied. Then using this discussion, a tentative heat flow map is presented and briefly compared with other geological features.

ORIGIN AND CLASSIFICATION OF THE DATA

168 data have been compiled using published documents (Hentinger and Jolivet, 1970 ; Gable 1977, Groupe Fluxchaf, 1978 ; Gable and Goguel, 1979 ; Gable 1979 ; Gable and Watremez, 1979 ; Gable 1980 ; Vasseur, 1980), and also unpublished ones. Because of the large variety in the conditions for data acquisition, it was decided to separate *a priori* the data into four groups, according to the characteristics of the borehole (depth range

used, thermal equilibrium, temperature measurement) and also to the way of estimating the heat flow value (conductivity measurement or estimate). These four groups labelled A, B, C and D are described below :

Group A (90 data) - These data, published by Gable (1977, 1979), are heat flow estimates using file data from oil industry. The geothermal gradient is appraised from the difference between the ground temperature and a temperature obtained inside the borehole, either during formation testing or during bottom testing (in the last case the temperature has to be corrected). The thermal conductivity is estimated from well logs using table of physical constants.

Group B (56 data) - These data are derived from temperature measurements at thermal equilibrium in relatively shallow boreholes (100 to 300 m), (generally mining exploration boreholes), and from thermal conductivity measurements on rock samples (Hentinger and Jolivet, 1970 ; Groupe Fluxchaf, 1978 ; Gable and Watremez, 1979 ; Gable, 1980, Vasseur, 1980). On table I, an updated list of these classical measurements specifies the geographical coordinates, the depth interval of measurements, the number of conductivity measurements and several estimates of heat flow (uncorrected and corrected).

Group C (4 data) - These data are obtained in relatively deep boreholes (500 to 1000 m), using the same method as for data of group B (Gable, 1980 ; Vasseur, 1980). The major difference is that thermal equilibrium is not ascertained because the boreholes are close to geological synclines used by the national gas company (Gaz de France) for the storage of gas. This storage results in a local temperature perturbation which slowly propagates around the reservoir ; if heat is transferred only by conduction, this perturbation can be neglected at a distance of a few tens of meters Since it remains some doubts about the occurence of other transport phenomena, these four data are classified apart and given in Table II.

Group D (16 data) - As for group A, these data originate from deep oil exploration boreholes (Gable, 1980). In this case, however, several temperatures were obtained at several depths, allowing a local temperature gradient estimate. Also cores were obtained at depth for conductivity determination.

The position of the data is illustrated on Fig. 1. It is noticeable that data of group A and D cover the deep sedimentary basins (Paris and Aquitaine basins) whereas most data of group B are spread over basement areas (Massif Central, Brittany and Vosges) ; the 4 data of group C are located in Paris Basin. The simultaneous use of all these data permits a good coverage of the territory.

CORRECTIONS

The apparent heat flow values described in the previous paragraph have to be corrected for several effects such as irregular topography effect, paleoclimatic influence, erosion and sedimentation effects... Except for orogenic areas (Alps, Pyrénées), recent rates for erosion and sedimentation are weak. Therefore the only corrections considered here are the topographic correction and the paleoclimatic one .

Topographic corrections may be important in the case of shallow boreholes with uneven ground surface. Most of the data of group B have been corrected using the procedure of Bullard (1940) (also described by Kappelmeyer and Haenel, 1974). In a few cases (data n° 137 to 144) the actual position was not known with sufficient accuracy to perform this correction. For data of groups A, C and D, for which the temperature is obtained at greater depth and in relatively flat areas, the topographic correction was neglected.

Paleoclimatic corrections require the knowledge of paleotemperature variations. In oceanic sediments as well as in ice shields, temperature variations during the last glacial and interglacial periods can be traced out using oxygen isotope measurements. However, over continents, it is necessary to use indirect evidences given by palynology, paleoecology and others (see Lamb, 1977). In France, a major climatostratigraphic information was obtained through the detailled pollinic study of La Grande Pile (Vosges) (Woilard, 1979) ; the last postglacial warming can be settled at 11 000 y. B.P. and the last glacial period began around 65 000 y. B.P. with a climax period starting around 30 000 y. B.P. The amplitude of the post glacial warming is actually not known : it is generally estimated around 10°C

but smaller and larger amplitudes have also been proposed. We therefore have chosen two extreme models : a "low" hypothesis corresponding to a postglacial temperature rise of 8°C, and a "high" one corresponding to 14°C.

The postglacial temperatures may be characterized by several episodes which are very well described by Lamb (1977) : Boreal, Atlantic, Subboreal and Little optimum. Using Lamb's description, mainly based on biological evidences for western Europe, we approximate the corresponding fluctuations by a succession of steps described in Table III. For the historical period, namely the Little Ice Age, detailled information from the study of the wine harwest series (Leroy Ladurie, 1967 ; Legrand, 1979) leads to a 4 episodes model. Finally the XXth century is characterized by a relatively warmer period culminating around 1940.

The two resulting temperature models corresponding to the two assumptions for postglacial warming are approximated by a series of step functions as shown on Fig. 2a. In an homogeneous isotropic semi-infinite medium, the perturbation to steady state due to such a series of step functions may be obtained using classical solution to the one-dimensional heat transfer equation where only the thermal diffusivity occurs (Carslaw and Jaeger, 1959). An example of the resulting corrections on temperature, temperature gradient and heat flow for a medium with a thermal conductivity of 2 $Wm^{-1}°C^{-1}$ and a diffusivity of $10^{-6}m^2s^{-1}$ is given on Fig. 2b and 2c. The correction on temperature is positive and at a depth of 1200 m reaches 2.5 to 5°C according to the paleoclimatic model. The heat flow correction is positive near the surface with a value of 8 to 15 mWm^{-2} and becomes slightly negative below 1200 m.

The two possible heat flow corrections have been applied to all the data of groups A, B, C,D, using each of the two hypothesis for the postglacial rise. A constant heat capacity per unit volume of 2.10^6 $Jm^{-3}°C^{-1}$ was assumed and, for each borehole, a mean diffusivity was obtained from the average thermal conductivity measured in that borehole (Beck, 1977). For data of groups B and C, the corrected values are given in tables I and II.

CONSISTENCY OF THE DATA

Individual data are affected by a noise resulting from measurement errors and also from other processes not accounted for by the previous corrections ; data n° 131 and 132 (Table I) offer a striking example : at a few km interval two values of 73 and 90 mWm^{-2} have been obtained. For each group of data, a rough estimate of this error may be gained from the mean square deviation of nearby data : for a distance lower than 20 km this deviation reaches 21 mWm^{-2} for data of group A and 19 mWm^{-2} for data of group B. Such a high value can be attributed partly to measurement inaccuracy (for data of group B, the scatter of individual heat flow measurements generally exceeds 10 %) and also to local perturbations of heat flow due to various processes such as water circulations and conductivity inhomogeneities.

Another critical discussion is concerned with the consistency of the various groups of data. On some occasions it is possible to compare data which belong to different groups and whose distances do not exceed 30 km. This comparison leads to the result that data of group A generally give values higher by 10-50 mWm^{-2} than those of groups B or C. This feature is very clear for Paris basin (see Fig. 1), where a systematic positive difference of 30 - 50 mWm^{-2} is obtained between 9 measurements of group A and the corresponding nearby measurements of groups B or C. When accounting for the paleoclimatic correction this difference is only slightly reduced. This large discrepancy has to be attributed to some other cause which is not yet clarified. Since data of group A result from heat flow estimates without actual temperature gradient and conductivity measurements, a systematic bias on one or both quantities seems to be a likely explanation.

TENTATIVE HEAT FLOW MAP

As shown in the previous paragraph, the estimated error on the data (20 mWm^{-2}) is comparable to the expected amplitude of the regional

heat flow variation. Therefore only smooth estimates can lead to significant variations ; it requires the simultaneous use of several individual data. Moreover the evaluation of heat flow in a given area critically depends upon the selection of the data.

As a result of the previous discussion it is reasonable to retain only data of groups B, C and D, which are considered as more reliable.

Paleoclimatic corrections have also some effect on the heat flow pattern ; this is a result of the depth variation of this correction : for shallow measurements which lie mainly on basement outcrops, this correction is a positive one, whereas it is negative for deeper determinations. Therefore a paleoclimatic correction corresponding to the 8°C postglacial warming - which is a likely temperature model - was applied.

The corresponding heat flow values are plotted on Fig. 3. In order to point out the most significant heat flow variations, contour lines accounting for the main trends of these variations have been drawn on Fig. 3. The main features of this map are : the presence of a wide positive anomaly over Massif Central, with an extension toward the North-East and the South, and the occurence of a relatively low heat flow axis from Brittany to Paris basin.

On Fig. 4, this tentative map is compared with a simplified geological map of France and also with maps of the Moho discontinuity depth (Hirn, 1980) and of the lithospheric thickness deduced from surface wawe dispersion (Souriau, 1978).

The main high heat flow anomaly seems to be related to hercynian structures and in particular to the presence of granites associated with the hercynian orogeny. However a possible connection of high heat flow with oligocene grabens and neogene volcanism cannot be excluded ; in fact the data are too sparse to allow a more local comparison.

The crust-mantle interface (Fig. 4c) is characterized by a significant uplift in the East (Rhine graben), in the center (Limagne graben) and in the South (Camargue). A corresponding thinning of the lithosphere (Fig. 4d) can be noticed although it is not so well defined and seems to extend toward the western part of Massif Central. Obviously there is some similarity between the pattern of the positive heat flow anomaly (Fig. 4a) and the area of thin lithosphere. Therefore it is suggested that the high heat flow anomaly is the result of two components : a crustal component originating from heat producing hercynian granites and a deep one related to the lithospheric thinning.

CONCLUSION

The various heat flow data for the French territory are discussed in order to specify the regional trends of heat flow and their possible relations with the main geological structures. These data are supplemented and corrected for topographic and paleoclimatic effects ; then a critical study of data consistency is carried out, which leads us to remove a group of data obtained from heat flow estimates in oil exploration boreholes (group A). Using the remaining data, a tentative heat flow map is proposed, showing interesting relations with the near surface geology and deep structures.

A main feature of this map is the occurence of a positive heat flow anomaly over Massif Central, which may be related to the presence of hercynian granites in the crust and/or to some other phenomenon associated with deeper lithospheric structures.

Recent heat production measurements were carried out in the various units of the Massif Central ; no clear relation between surface heat production and local heat flow was evidenced. This result would support the existence of a deep origin for at least a part of the anomaly.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the Institut National d'Astronomie et de Géophysique (Action Thématique Programmée "Transfert d'Energie Thermique") and by the Commission of the European Communities (contract n° 482.78 EGF). We are indebted to Dr Jolivet (Paris), Dr Meunier (Strasbourg), Dr Fontaine (Clermont Ferrand), Mr Maechtelinck (Paris), and Mr Gable (Orléans) for providing their new data. We also appreciated the continuous aid of Mr Kast for the data reduction and of Mrs Dubuc for translation and typewriting.

REFERENCES

Beck, A.E., 1977 - Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat flow means. Tectonophysics, 41 : 17-40.

Bullard E.C., 1940 - The disturbance on the temperature gradient in the Earth crust by inequalities of height. Mont. Not. Astr. Soc. Geophys., suppl., 4 : 300-362.

Carslaw, H.S., Jaeger, J.G., 1959 - Conduction of heat in solids. 2nd Ed., Oxford Univ. Press, London, 510 pp.

Gable, R., 1977 - Temperature et flux de chaleur en France. Seminar on Geothermal Energy, Bruxelles, CEE Editions, 111-131.

Gable,R., 1979 - Draft of a geothermal flux map of France. In : V. Cermak and L. Rybach (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer, Berlin : 179-185.

Gable,R., 1980 - Heat flow pattern in France. 2nd Seminar on Geothermal Energy, Strasbourg (to be published, CEE Editions)

Gable, R., Goguel, J., 1978 - Carte du flux géothermique de la France. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 288, D : 195-198.

Gable, R., Watremez, P., 1979 - Premières estimations du flux de chaleur dans le Massif Armoricain. Bull. BRGM, Sect. 17 : 35-38.

Groupe Fluxchaf, 1978 - Nouvelles déterminations du flux géothermique en France. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 286, D : 933-936.

Hirn, A., 1980 - Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In : A. Autran and J. Dercourt (Editors), Evolutions géologiques en France. Mém. B.R.G.M., Fr, n° 107.

Hentinger, R., Jolivet, J., 1970 - Nouvelles déterminations du flux géothermique en France. Tectonophysics, 10 : 127-146.

Kappelmeyer, O., Haenel, R., 1979 - Geothermics with special reference to applications. Gebruder Borntraeger, Berlin, 234 pp.

Lamb, H.H., 1977 - Climate : Present, Post and Future. Vol. 2 : Climatic History and the Future. Methuen and Co Ltd, London, 833 pp.

Legrand, J.P., 1979 - Les variations climatiques en Europe occidentale depuis le Moyen Age. La Météorologie, VI° série, 16 : 167-182.

Leroy Ladurie, E., 1967 - Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, Paris, 366 pp.

Souriau, A., 1978 - Le manteau supérieur sous la France et les régions limitrophes au Nord. Thesis, University P. et M. Curie, Paris.

Vasseur, G. - A critical study of heat flow data in France. 2nd Seminar on Geothermal Energy, Strasbourg (to be published, CEE Editions)

Vasseur, G., Nouri, Y., 1980 - Some trends of heat flow in France. Tectonophysics, 65 : 209-223.

Woillard, G., 1979 - The last interglacial-Glacial cycle at Grande Pile, in Northeastern France. Bull. Soc. Belge de Géol., 88 : 51-69

TABLE TITLES

Table I - List of data of group B

NO : reference number

STATION : name of the station

LAT, LONG : Geographical coordinates

ALT : Ground altitude (in m)

N : number of boreholes used

ZMIN, ZMAX : Minimum and maximum depth used for measurements

NM : number of individual heat flow measurements

KM : mean value of thermal conductivity ($Wm^{-1}°C^{-1}$)

FX1 : uncorrected heat flow in mWm^{-2}

FX2 : heat flow corrected for topographic effect

FX3 : heat flow corrected for topographic effect and paleoclimatic effect (postglacial warming of 8°C)

FX4 : heat flow corrected for topographic effect and paleoclimatic effect (postglacial warming of 14°C)

Table II - List of data of group C

Same topics as for table I

Table III - Paleotemperature model for paleoclimatic corrections

N0	STATION	LAT	LONG	ALT	N	ZMIN	ZMAX	NM	KM	FX1	FX2	FX3	FX4
091	BAC DE MONTMEYRE	45.46	2.56E	945	1	100	240	15	2.3	73	70	77	84
092	BOURNAC	44.59	4.06E	1100	1	50	190	15	2.5	86	86	95	102
093	MAYET DE MONT	46.04	3.38E	570	1	20	150	20	3.0	80	84	93	102
094	MONTALBA	42.40	2.33E	480	1	30	65	7	2.5	51	53	61	68
095	CARAMANY	42.44	2.35E	300	1	40	190	13	2.6	64	54	63	71
096	SAINT PRIEST	45.58	3.43E	591	2	220	400	13	3.0	103	95	103	110
097	LE FOUR	45.47	2.36E	725	1	43	95	9	3.2	120	118	128	137
098	SAINT LEGER LA M	46.01	1.25E	576	1	24	170	4	3.4	104	107	117	126
099	USSEL	45.28	2.22E	608	2	45	115	4	3.3	103	98	109	118
100	CERILLY	46.39	2.53E	264	1	90	340	2	3.2	102	102	111	119
101	MASSIAC	45.15	3.13E	644	1	56	145	13	3.2	130	107	118	127
102	PUY MARY	45.05	2.41E	1095	1	50	210	14	1.9	134	105	112	119
103	SAINT CERE	44.50	1.55E	0	3	60	95	1	2.8	50	50	61	69
104	SAINTE CLAIR DE	48.41	.36W	230	0	280	385	4	3.0	72	72	80	87
105	RONCHAMP	47.43	6.36E	350	4	100	310	7	2.6	108	108	116	123
106	ESCHAU	48.30	7.45E	144	2	800	850	4	1.8	98	98	101	103
107	VILLE	48.21	7.19E	400	8	100	300	11	2.5	97	98	106	113
108	SAINT YRIEX	45.34	1.11E	388	1	28	111	4	3.3	109	109	119	128
109	ETREZ	46.21	5.10E	230	1	1400	1500	4	2.5	102	102	102	101
110	SAINT AVOLD	49.09	6.39E	360	1	150	220	1	4.0	62	62	72	82
111	CATTENOM	49.26	6.14E	0	1	50	190	2	1.6	77	77	84	90
112	BESANCON THIZE	47.15	6.05E	320	1	90	135	1	2.4	74	74	83	91
113	SAINT DIE	48.19	7.04E	600	1	150	250	2	2.5	88	90	97	104
114	FELDKIRCH	47.51	7.16E	230	1	600	1600	0	2.5	86	86	88	90
115	LEYMEN	47.30	7.28E	410	1	500	1120	3	2.5	70	70	74	78
116	LA GODARDIERE	46.59	1.00W	100	2	30	160	7	3.2	63	63	73	81
117	CHAMPROBERT	46.55	3.56E	517	1	53	124	4	5.6	73	73	86	98
118	PIRIAC	47.22	2.32W	7	1	90	120	1	3.5	60	60	73	81
119	CADEYER	44.02	3.56E	335	1	90	120	3	5.0	102	102	117	128
120	LARGENTIERE	44.34	4.19E	240	1	70	220	7	2.5	80	80	88	96
121	SEMALENS	43.35	2.04E	240	1	80	250	9	1.6	45	45	51	57
122	VILLEVEYRAC	43.27	3.35E	35	1	100	200	2	2.7	93	93	102	109
123	RANDELS	44.15	3.03E	865	1	200	230	3	1.8	70	83	89	95
124	SAINT SATURNIN	44.25	3.03E	655	1	80	420	4	2.5	104	103	111	118
125	LODEVE	43.42	3.22E	139	1	200	250	3	2.0	96	96	102	109
126	REQUISTA	44.01	2.37E	380	3	100	170	4	3.5	108	95	106	115
127	NEFFIES	43.32	3.21E	190	1	80	350	14	2.5	57	58	66	71
128	GUIPY	47.13	3.35E	240	1	50	240	20	3.0	103	103	112	121
129	MURET	43.27	1.22E	175	1	140	180	4	2.4	84	84	91	99
130	MONTAGNE DE BLON	46.01	1.00E	410	1	50	400	8	3.2	103	97	106	114
131	LA TOUCHE	45.46	.12E	127	1	160	330	5	2.1	70	70	76	83
132	CHAMP DE MOUSSY	45.46	.09E	130	1	350	450	5	2.5	93	93	100	106
133	MONTEREAU	48.23	2.55E	50	1	150	575	23	1.9	69	69	75	80
134	MANOSQUE	43.52	5.46E	477	1	410	440	9	4.4	100	100	109	118
135	PECHELBRONN	48.52	7.55E	150	4	200	600	0	2.5	121	121	128	134
136	SAUNAY	47.35	.55E	128	1	720	780	3	2.4	85	85	90	94
137	BEAUVIN	48.37	.19W	260	1	60	143	5	3.3	47	47	59	67
138	FOUGERES	48.25	1.21W	180	1	30	95	3	3.1	66	66	75	84
139	ESSWEIN	46.42	1.22W	87	1	40	80	3	6.0	85	85	94	106
140	MESANGER	47.25	1.13W	59	1	40	180	5	3.3	71	71	81	90
141	SAINT JACUT	47.41	2.12W	51	1	65	101	3	3.9	95	95	108	117
142	LA PORTE AUX MOI	48.17	2.55W	280	1	103	175	4	5.0	53	53	67	78
143	BODENNEC	48.28	3.36W	410	1	113	242	3	4.3	83	83	94	104
144	POUANCE	47.56	1.33W	64	1	72	141	4	3.0	36	36	47	55
145	ESTABLES	44.41	3.29E	1200	1	50	170	10	2.5	104	100	109	117
146	BELMONT BUSS	47.46	5.32E	127	1	50	170	1	3.4	150	150	161	170
147	CHEMERY	47.23	1.29E	129	1	840	1100	3	2.5	105	105	108	111

N0	STATION	LAT	LONG	ALT	N	ZMIN	ZMAX	NM	KM	FX1	FX2	FX3	FX4
149	GOURNAY	49.32	2.42E	100	1	700	740	4	2.6	68	68	73	78
150	SAINT ILLIERS	48.59	1.33E	127	1	518	568	4	2.8	63	63	70	76
151	BEYNES	48.51	1.51E	106	1	737	766	4	3.0	54	54	60	65
152	NANCY VELAINE	48.35	6.22E	450	1	100	520	6	2.5	72	72	79	86

EPISODE	BEGIN. (y.B.P.)	END (y.B.P.)	TEMP. DIFFERENCES (°C)		REFERENCE
WURM 1	65000	40000	-6.0	(-12)	Woillard, 1979
WURM 2	40000	30000	-4.0	(-10)	
WURM 3	30000	10500	-8.0	(-14)	
BOREAL	9000	8000	.5		Lamb, 1977
ATLANTIC	8000	5000	1.8		
SUBBOREAL	5000	3250	.5		
SUBATLANTICUM	3250	1600	-.4		
LITTLE CLIM OPT	1000	700	.8		
LITTLE ICE AGE 1	540	470	-.4		Legrand, 1979
OPTIMUM 1530	470	410	.1		
LITTLE ICE AGE 2	410	320	-.3		
LITTLE ICE AGE 3	320	270	-.2		
MINIMUM 1800	190	140	-.2		
OPTIMUM 1940	50	20	.4		

TABLE III

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1 : Positions of various heat flow data. Different symbols are used for different groups of data (A,B,C,D) and the size of each symbol depends on the heat flow value (no paleoclimatic correction was applied). In the upper map, the main geographical units quoted in the text are specified (B : Brittany ; PB : Paris Basin ; AB : Aquitaine Basin ; MC : Massif Central ; V : Vosges ; C : Camargue ; RG : Rhine graben ; LG : Limagne graben ; Al : Alps ; Py : Pyrenees).

Fig. 2 - a) Paleotemperature model. The temperature deviation (with respect to the present temperature) is plotted as a function of time. The two curves correspond to two assumptions for postglacial warming. The upper part is an enlarged view of the more recent temperature variation (Holocene).

b) Temperature correction as a function of depth (to be added to the observed temperature profile). Conductivity : 2 Wm^{-1} $°C^{-1}$; diffusivity : $10^{-6} m^2 s^{-1}$. The two curves correspond to the two paleotemperature models.

c) Correction for temperature gradient and heat flow as a function of depth (same model as above).

Fig. 3 - Tentative heat flow map. The plotted data have been selected (groups B, C, D) and corrected for paleoclimatic effects.

Fig. 4 - a) Heat flow map (cf. Fig. 3)

b) Geological scheme showing : 1 = Hercynian basement areas ; 2 = granitoïds ; 3 = Alpine orogenic zones ; 4 = main faults ; 5 : grabens.

c) Moho isobaths in km, deduced from experimental sismology (after Hirn, 1980).

d) Lithospheric thickness as deduced from surface wave dispersion (after Souriau, 1978). 1 : thickness larger than 100 km ; 2 : thickness around 100 km ; 3 : thickness between 60 and 100 km.

FIGURE 1

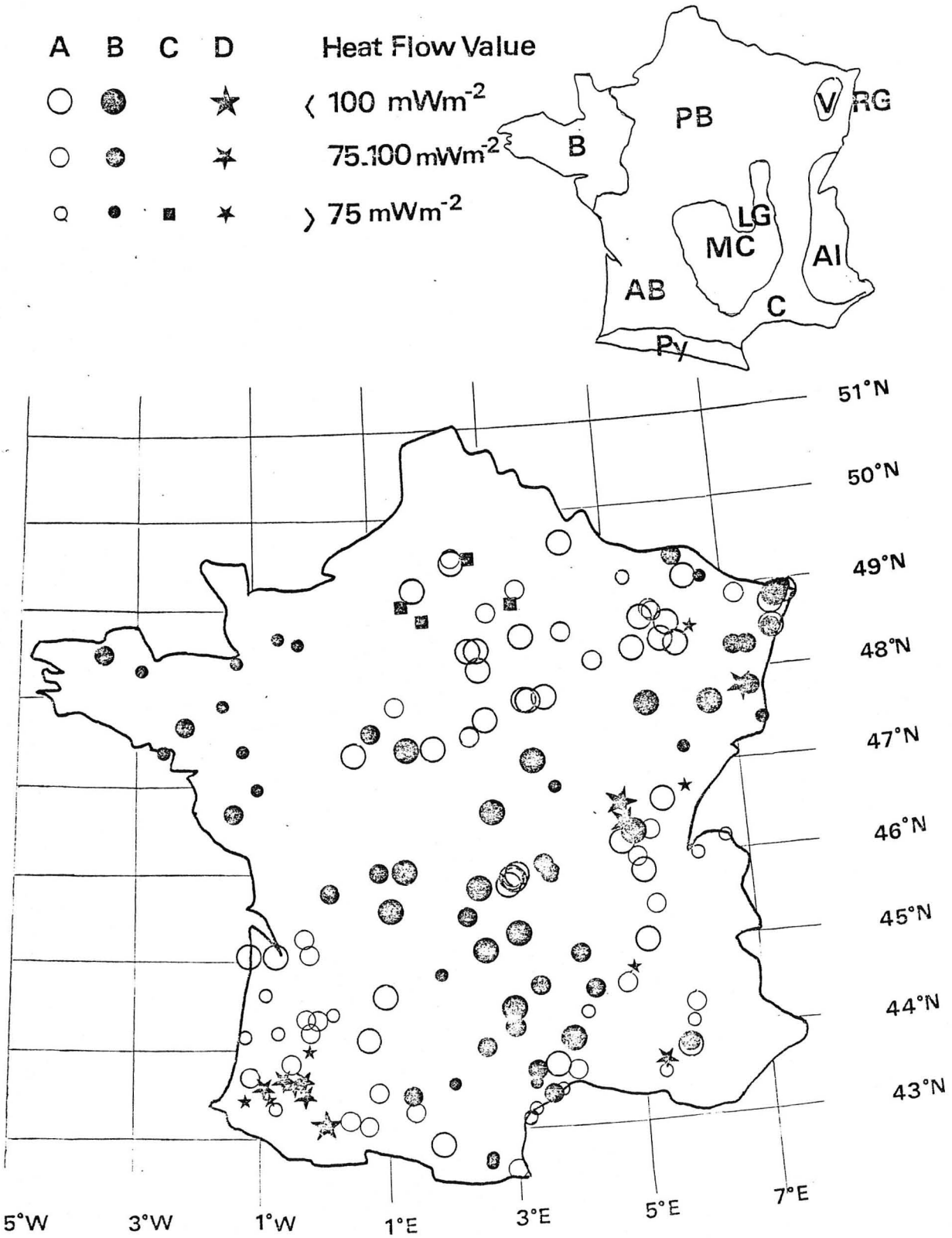
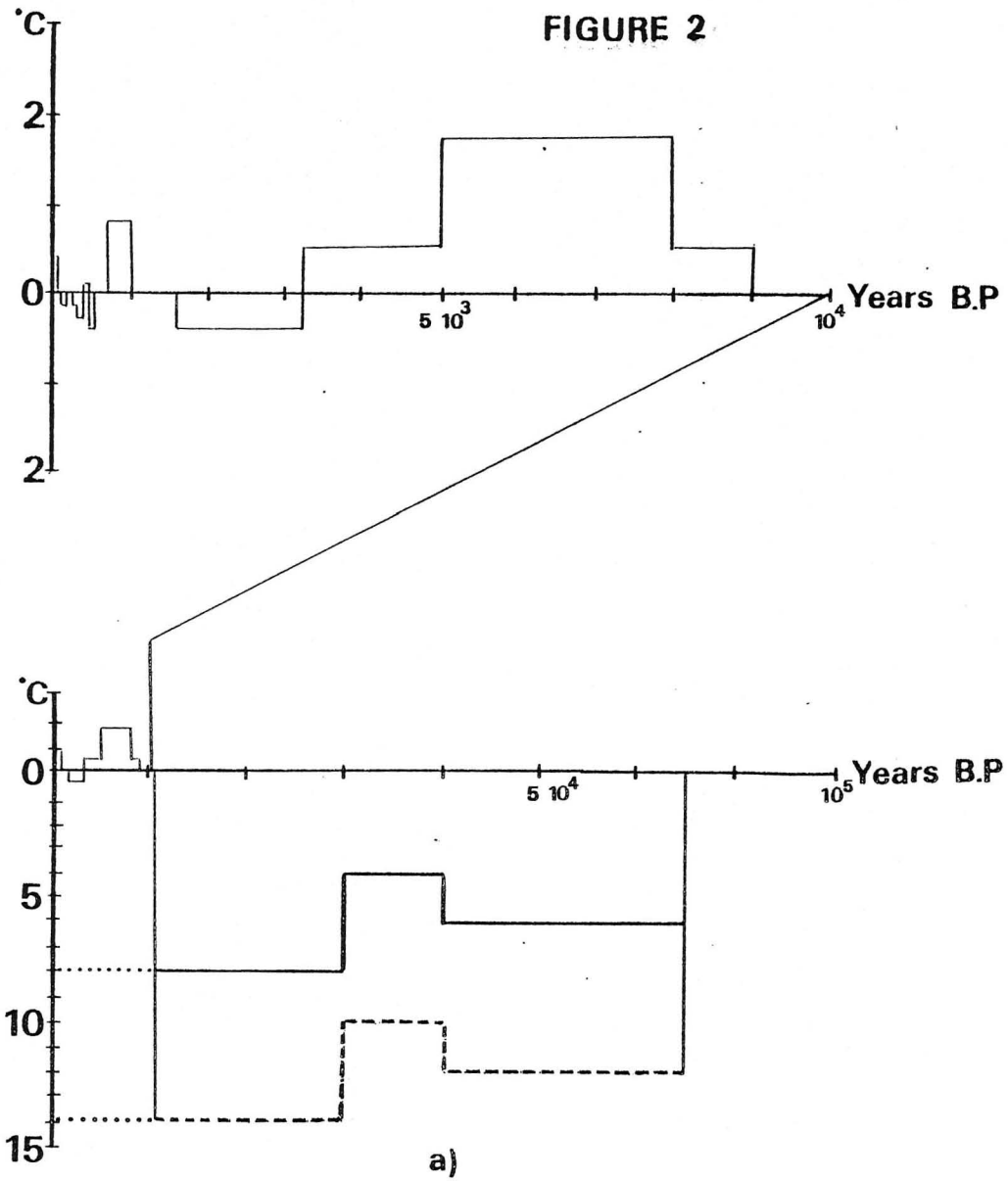
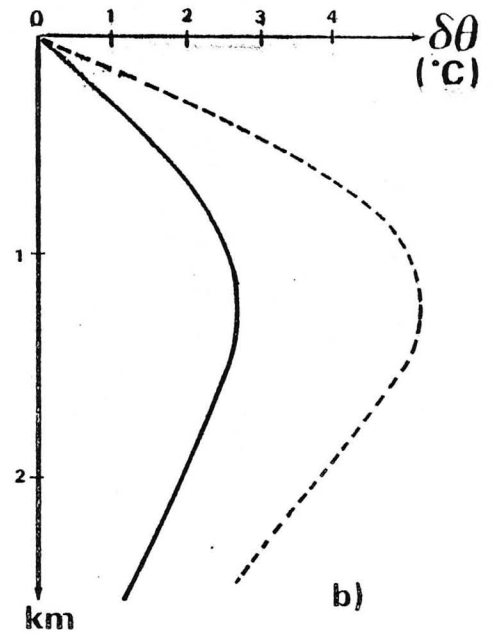

A B C D
Heat Flow Value
〈 100 mWm-2
75.100 mWm-2
〉 75 mWm-2
PB
V
RG
B
LG
MC
AI
AB
C
Py
51°N
50°N
49°N
48°N
47°N
46°N
45°N
44°N
43°N
5°W
3°W
1°W
1°E
3°E
5°E
7°E

FIGURE 2


°C
2
0
2
Years B.P
5 10^3
10^4
°C
0
5
10
15
Years B.P
5 10^4
10^5
a)


0
1
2
3
4
δθ
(°C)
1
2
km
b)

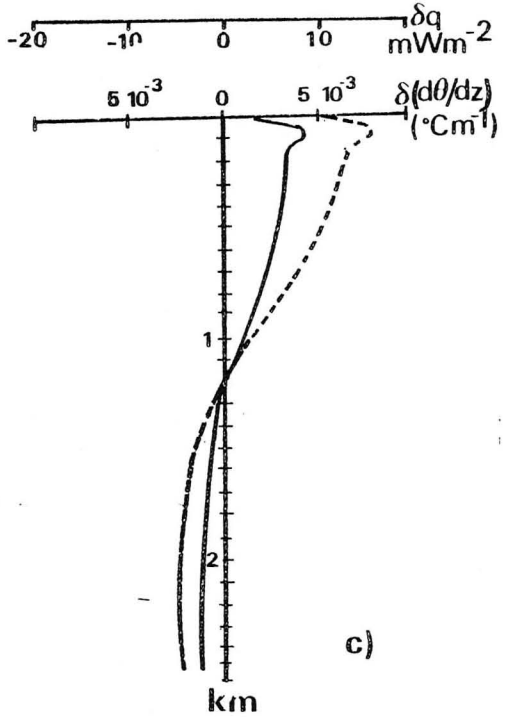

δq
-20
-10
0
10
mWm^-2
5 10^-3
0
5 10^-3
δ(dθ/dz)
(°Cm^-1)
1
2
c)
km

FIGURE 3

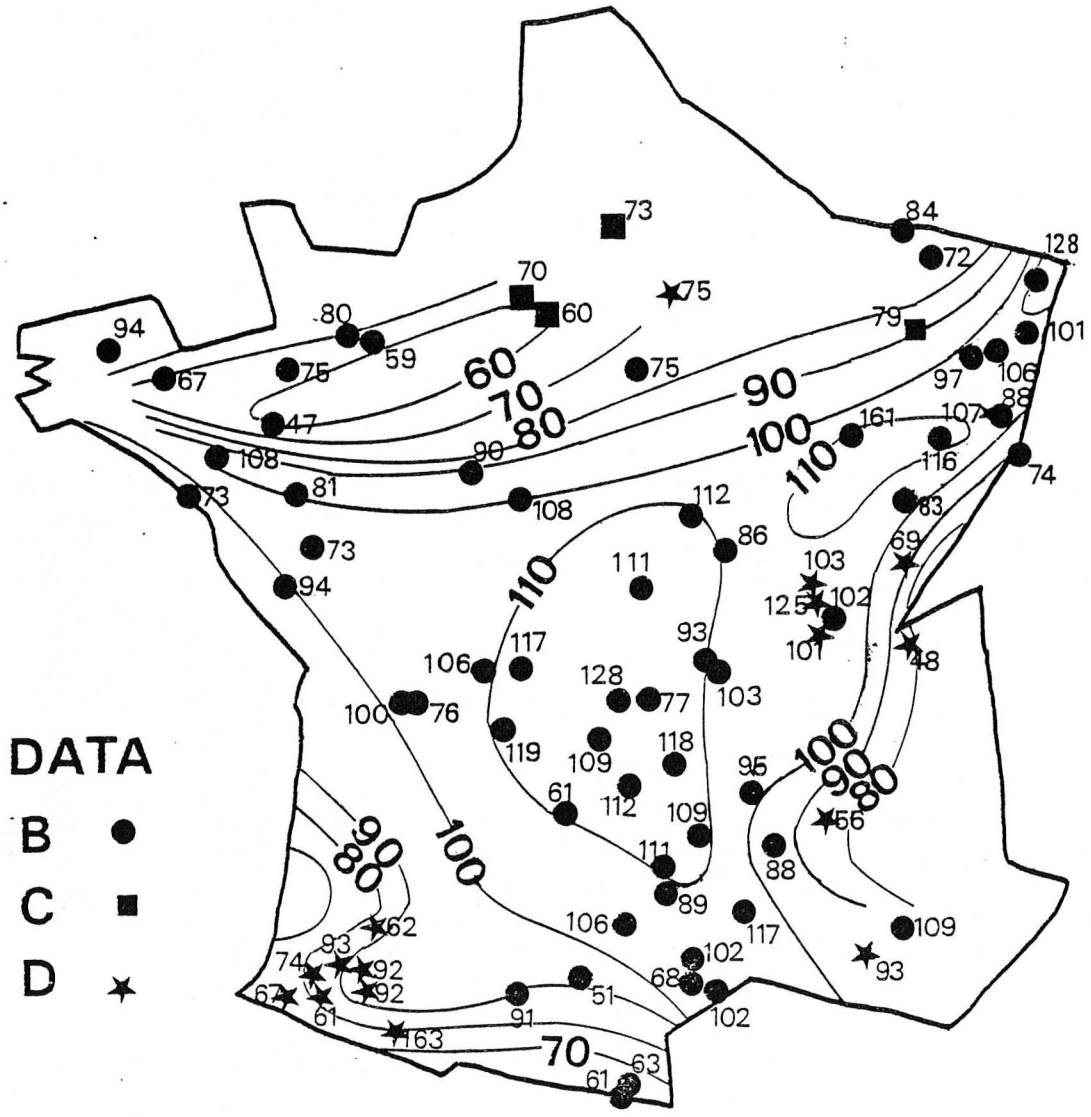
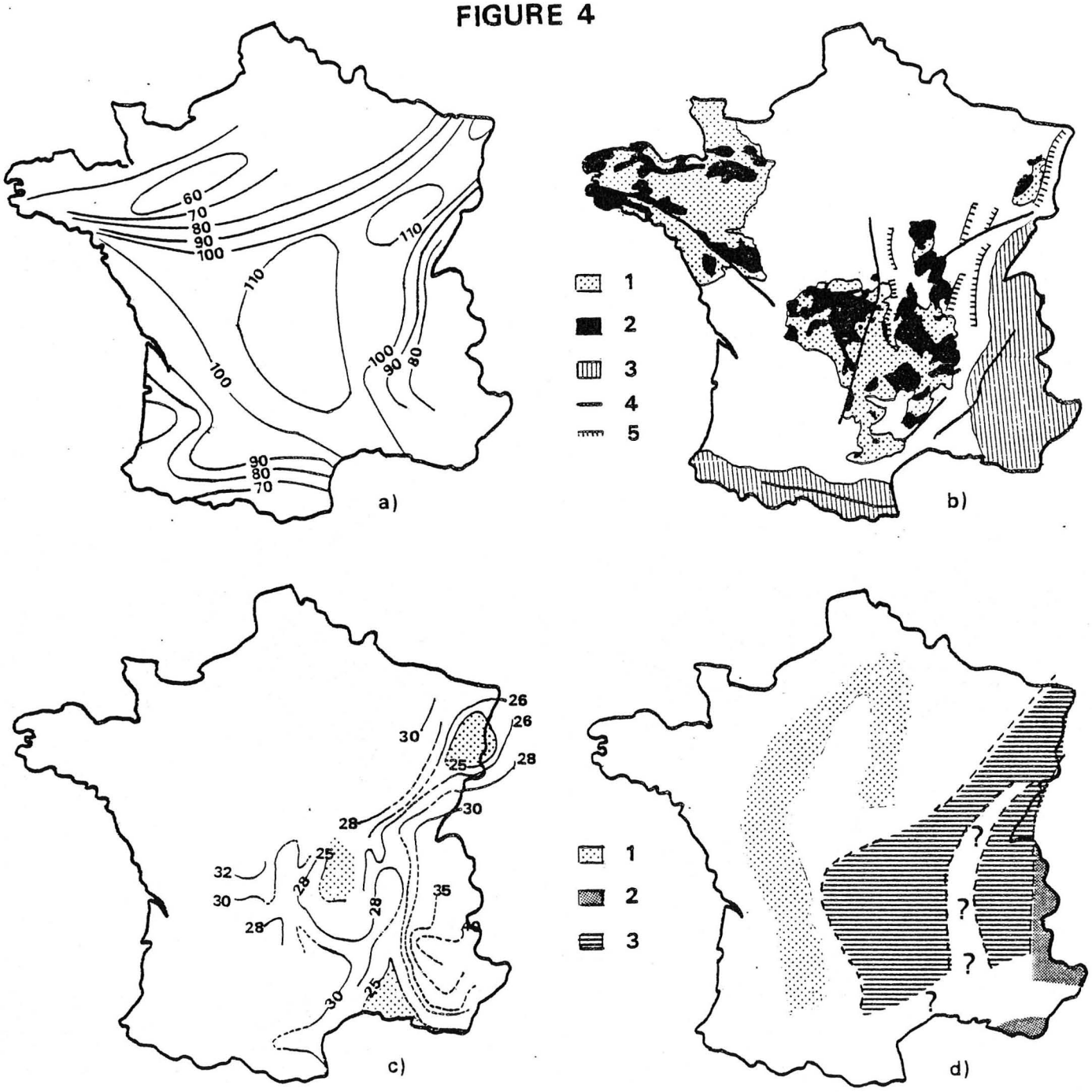


FIGURE 4


60
70
80
90
100
110
110
100
90
80
100
90
80
70
a)
1
2
3
4
5
b)
26
26
28
30
25
30
28
32
30
28
25
28
28
35
30
25
c)
1
2
3
?
?
?
?
d)

ANNEXE II

Ann. Géophys., t. 37, fasc. 3, 1981, p. 481-491

Données du flux de chaleur dans le Massif Central Français

par

Francis LUCAZEAU, Guy VASSEUR, Yves KAST

Centre Géologique et Géophysique, U.S.T.L., Place E. Bataillon, 34060 Montpellier Cedex

Jean JOLIVET

Institut de Physique du Globe, 4, Place Jussieu 75230 Paris Cedex 05

RESUME. – *On présente un ensemble de vingt déterminations du flux géothermique intéressant le Massif Central français. Ces déterminations, effectuées dans des forages dépassant 100 m de profondeur, sont corrigées pour les effets de topographie et de paléoclimat. L'ensemble de la région considérée apparaît nettement caractérisée par un flux de chaleur élevé (100 mWm^{-2}) avec des valeurs plus importantes dans la partie occidentale (Limousin) et centrale (Auvergne). L'interprétation de ces données en liaison avec les divers résultats géologiques et géophysiques et les données complémentaires de production de chaleur sera abordée dans un prochain article.*

ABSTRACT. – *Twenty heat flow measurements in the French Massif Central are presented. These measurements are obtained in boreholes exceeding 100 m depth ; they are corrected for topographic and paleoclimatic effects. The French Massif Central is markedly a zone of high heat flow (100 mWm^{-2}) ; the strongest values are obtained in the western and central parts of the area. The interpretation of these data completed with geological and geophysical data will be given in a further paper.*

1. Introduction

Au cours des dernières années la connaissance du flux de chaleur en France a été améliorée par l'acquisition de nouvelles mesures réparties sur le territoire. Nombre de ces mesures ont été obtenues dans le cadre de l'ATP de l'INAG "Transfert d'Energie Thermique dans la Croûte". Ces données permettent désormais d'avoir une assez bonne idée sur les tendances régionales du flux de chaleur (Vasseur et Lucazeau, 1981) ; il apparait clairement que toute la région du Massif Central français est caractérisée par un flux de chaleur relativement élevé (Vasseur et Nouri, 1980).

Cette valeur élevée ne constitue pas à proprement parler une surprise et ceci pour plusieurs raisons :

– Il est bien connu (Polyack et Smirnov, 1968) que le flux de chaleur dépend de l'âge du dernier évènement tectonothermique. Le Massif Central est formé d'un socle hercynien déjà pénéplané au Trias. Or les régions hercyniennes se caractérisent généralement en Europe par un flux de chaleur nettement plus élevé que la tendance générale (Chapman *et al.*, 1979) qui peut être relié à la présence d'une quantité importante de roches acides riches en éléments radioactifs.

– Le Massif Central a été affecté depuis l'Oligocène par plusieurs évènements (fossés d'effondrement, volcanisme atteignant son paroxysme au Miocène, surrection récente amenant le socle à une altitude moyenne de 700 m) probablement liés à une perturbation au niveau du manteau supérieur. Les mécanismes de ces phénomènes sont encore mal compris mais il est probable qu'ils présentent un aspect thermique important.

D'une façon générale, les données de flux de chaleur fournissent une contrainte majeure pour comprendre l'évolution géodynamique de la croûte continentale ; en particulier sa connaissance est essentielle pour comprendre la formation des plateaux continentaux en surrection, aussi caractérisés par un volcanisme cénozoïque, dont le Massif Central constitue un exemple. Par ailleurs, la croûte du Massif Central français a fait ces dernières années l'objet d'études d'ensemble en géophysique

(Perrier et Ruegg, 1973), en géologie (Burg et Matte, 1978) et en pétrologie (Forestier, Lasnier, Leyreloup et Marchand, 1973) qui permettent de préciser la structure profonde du socle dans cette région. Dans ce contexte, l'utilisation des données géothermiques du Massif Central devrait permettre de mieux apprécier le régime thermique profond et d'en tirer des conséquences sur l'évolution de la croûte dans cette région.

Cet article est le premier d'une série de deux articles destinés à préciser ce régime thermique. Il est consacré exclusivement aux mesures de flux de chaleur. Dans un article suivant (Lucazeau et Vasseur, 1981), on étudie un autre paramètre thermique important pour la compréhension des observations du flux géothermique : la production de chaleur des roches de la croûte pour laquelle de nombreuses données nouvelles ont été obtenues. Il sera alors possible de présenter un modèle thermique de la croûte du Massif Central que l'on pourra relier aux autres caractéristiques géodynamiques de la région.

Dans le présent article, réservé aux données de flux géothermique en surface, on donne le détail de chacune des 20 mesures de flux géothermique qui intéressent le Massif Central. L'emplacement de ces mesures est reporté sur la figure 1 qui schématise aussi la nature des terrains affleurant dans la région. L'ensemble de ces données est ensuite discuté dans le contexte des tendances générales du flux géothermique en France.

2. Technique de mesure et méthode de réduction des données

Pour les déterminations du flux géothermique dans le Massif Central, on a utilisé des forages carottés de moyenne profondeur (100 à 400 m) laissés au repos pendant plusieurs semaines ou plusieurs mois. Certains forages ont été spécialement réalisés pour cette prospection (Bac de Montmeyre, Bournac, Mayet de Montagne, Estables, n° 1, 2, 3 et 4 sur la figure 1) ; cependant vu le coût élevé de ces forages, on a également utilisé certains forages d'exploration minière mis à notre disposition par les compagnies minières.

La température est relevée tous les 10 m à l'aide d'une thermistance fournissant une précision relative meilleure que 0.01 °C. La conductivité des échantillons a été obtenue en laboratoire par la méthode de la barre divisée (Institut de Physique du Globe de Paris), ou encore par une technique utilisant le régime transitoire dans un barreau métallique chauffant en contact avec une face plane de l'échantillon (Kast et Gallice, 1980). Les résultats de cette dernière technique ont été comparés à ceux de la méthode de la barre divisée : l'écart entre les deux reste inférieur à 5 %.

Deux corrections ont été systématiquement effectuées sur les mesures de température : la correction topographique et la correction paléoclimatique. L'érosion dans le Massif Central est très faible et récente et ses effets sont négligeables.

Les effets topographiques peuvent devenir importants dans le cas de forages situés dans des zones de relief accentué. La technique de correction utilisée, proposée par Bullard (1940) et décrite par Kappelmeyer et Haenel (1978) consiste à approcher cette correction par :

$$\delta T(x, y, z) = \frac{G' - G}{2\pi} \iint \frac{\delta h(x', y')\, z\, dx'\, dy'}{((x - x')^2 + (y - y')^2 + z^2)^{3/2}}$$

x, y, z étant les coordonnées géographiques par rapport au col du forage (z vertical dirigé vers le bas)

G étant le gradient vertical géothermique dans le sol

G' le gradient de la température du sol (environ 1°/150 m)

$\delta h(x, y)$ la fonction représentant la différence d'altitude de la surface du sol par rapport au col du forage.

Cette procédure de correction est approchée et peut conduire à surévaluer la correction réelle (Blackwell *et al.*, 1980) ; cependant elle a l'avantage de tenir compte du relief réel dans les deux dimensions horizontales.

Dans la pratique, on découpe le voisinage du forage (jusqu'à 15 km) en secteurs circulaires dans chacun desquels on détermine la valeur moyenne $\delta h(x, y)$.

Pour l'effet paléoclimatique, on a choisi de représenter l'évolution temporelle de la température du sol par une suite de valeurs constantes ($\theta = \theta_i$ pour les temps $t_i < t < t_{i+1}$).

La correction de température au niveau z est donnée par (Carslaw et Jaeger, 1959, p. 65) :

$$\delta T(z) = \sum_{i=1}^{n} (\theta_i - \theta_0) \left[\operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t_i}} - \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t_{i+1}}} \right]$$

θ_0 désignant la température actuelle du sol,

κ la diffusivité du milieu supposée constante, évaluée d'après la conductivité moyenne k du forage en admettant une capacité calorifique par unité de volume constante (2.10^6 J °C^{-1} m^{-3}). Le plus délicat dans cette correction est le choix du modèle d'évolution paléoclimatique. Compte tenu des informations existant sur l'évolution des températures en Europe occidentale (Lamb, 1977, Woillard, 1978, Legrand, 1979), on a choisi un modèle de température (Fig. 2) remontant à 65 000 ans B.P. (le modèle peut être prolongé jusqu'à 300 000 ans mais la correction à apporter diffère peu du modèle limité à 65 000 ans) et caractérisé par un réchauffement post-glaciaire de 8 °C à 11 000 ans B.P. (Vasseur et Lucazeau, 1981). Toutefois, les paléotempératures n'étant connues que de manière indirecte, la validité de ce modèle et en particulier l'amplitude du réchauffement post-glaciaire est sujette à caution. Dans le cas de mesures intéressant la gamme de profondeur

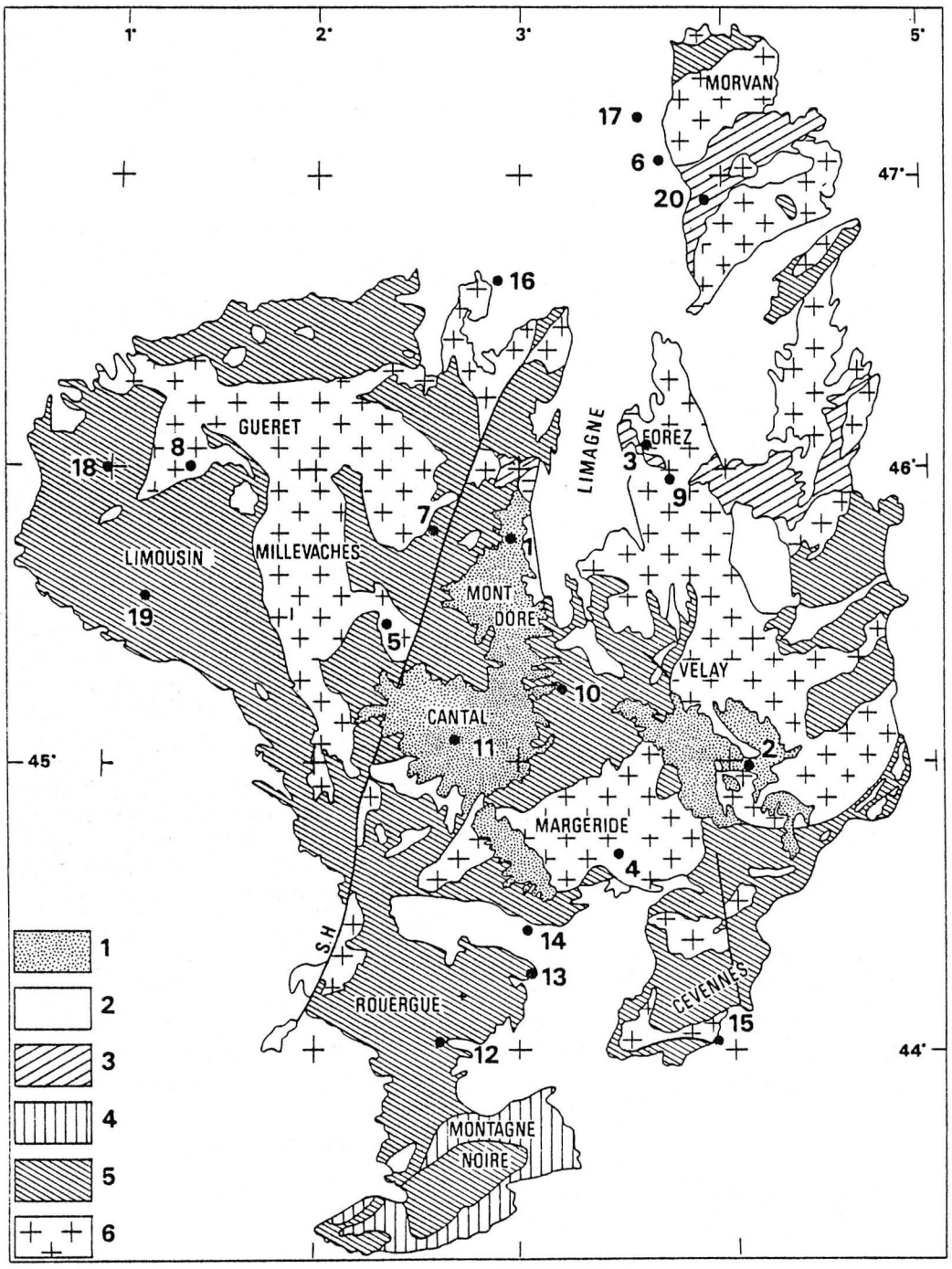


Fig. 1.

Schéma géologique simplifié du Massif Central précisant la nature des formations rencontrées. 1) Formations volcaniques. 2) Sédiments post-houillers. 3) Carbonifère. 4) Cambro-silurien. 5) Séries métamorphiques. 6) Granites. S.H. : Sillon Houiller. Les points numérotés indiquent les mesures de flux de chaleur présentés dans le texte.

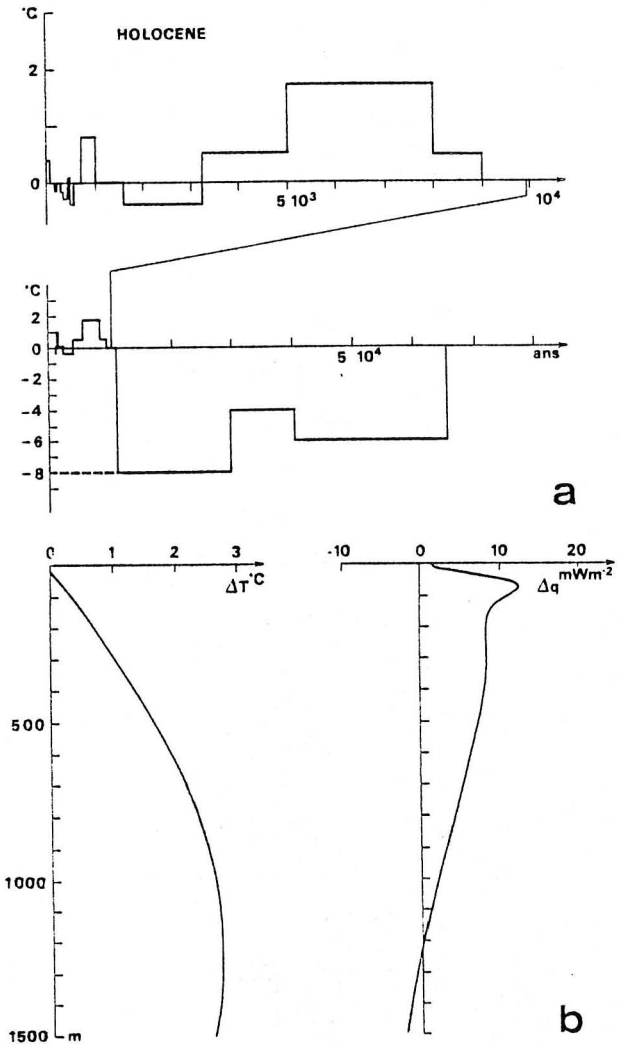


Fig. 2

a) Modèle d'évolution paléoclimatique : écart de la température du sol par rapport à la température actuelle en fonction du temps.

b) Corrections apportées aux mesures de température δT et de flux δq en fonction de la profondeur pour une conductivité de 2.5 $Wm^{-1}°C^{-1}$ et une diffusivité de 10^{-6} m^2s^{-1} (ces corrections doivent être ajoutées aux valeurs mesurées).

considérée ici (100 à 400 m), le modèle adopté revient à appliquer une correction positive de 6 à 10 mWm^{-2} au flux suivant les cas. Cependant l'amplitude et le signe de cette correction varient avec la profondeur de la mesure ; c'est pourquoi il est important de considérer cette correction pour prendre en compte des mesures réalisées à grande profondeur.

A partir des déterminations de température (corrigées ou non) et de conductivité thermique sur les échantillons saturés en eau, on a procédé à l'évaluation du flux géothermique en utilisant les deux méthodes suivantes :

Méthode A : on évalue à plusieurs profondeurs dans un même forage le produit de la conductivité k par le gradient local de température. Un flux moyen q_m est alors obtenu comme la moyenne des valeurs individuelles ainsi déterminées :

$$q_m = \frac{1}{n} \sum k \frac{dT}{dz}$$

Méthode B : l'intégration de l'équation de la chaleur entre deux niveaux z_1 et z_2 permet d'évaluer le flux par la formule :

$$q_m = \frac{T(z_2) - T(z_1)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{k}}$$

L'emploi de l'une ou l'autre de ces méthodes dépend des caractéristiques du forage et des mesures obtenues ; ainsi, la première méthode A est applicable dans tous les cas où on peut déterminer un gradient thermique représentatif de la formation où la conductivité thermique a été mesurée. Cette méthode a l'intérêt de fournir, par l'écart type des estimations individuelles, une approche de la dispersion des valeurs obtenues dans un même forage. La méthode B intègre toutes les mesures de conductivités obtenues et permet d'éviter de calculer la dérivée verticale de température. D'autre part, cette méthode est la seule qui permette d'évaluer le flux géothermique lorsque le milieu présente une stratification très serrée. Sauf dans le cas où le gradient géothermique est régulier sur une grande longueur, le gradient local n'est pas déterminé avec précision. Aussi, dans tous les cas où on pourra le faire, on choisira comme meilleure détermination celle qui est donnée par la méthode B.

Suivant les conventions internationales, l'unité choisie pour le flux géothermique est le mWm^{-2} (1 *HFU* = 41.8 mWm^{-2}) et on adoptera pour indiquer les corrections apportées les abréviations suivantes :

UC : valeur du flux non corrigée

CT : valeur du flux corrigée pour les effets topographiques

CTP : valeur du flux corrigée à la fois pour les effets topographiques et paléoclimatiques.

3. Mesures du flux géothermique dans le Massif Central

L'ensemble des déterminations du flux géothermique dans le Massif Central français se compose de 20 données dont 2 déjà publiées en 1970 (Hentinger et Jolivet, 1970), 16 obtenues dans le cadre de l'Action Thématique Programmée Transfert d'Energie Thermique de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique et

2 nouvelles déterminations en provenance du département Géothermie du Bureau de Recherches Géologique et Minière (Gable, 1980). Toutes ces déterminations sont passées en revue mais seules les 16 déterminations effectuées par l'I.N.A.G. sont décrites en détail, les autres ayant fait ou devant faire l'objet d'une publication par ailleurs.

Dans ce paragraphe, on précise, pour chacune des données, le contexte géologique, la nature des mesures et la méthode de détermination du flux. On prendra en compte les effets topographiques et on indiquera les valeurs du flux non corrigées (*UC*) et corrigées pour cet effet (*CT*). L'influence des effets paléoclimatiques sera discutée plus loin.

3.1. Données acquises dans le cadre de l'ATP Transfert d'Energie Thermique de l'INAG

Ces données ont été obtenues par diverses équipes (groupe Fluxchaf) et certaines ont fait l'objet d'une publication (groupe Fluxchaf, 1978). Toutes ces données sont réinterprétées en utilisant les techniques de réduction décrites plus haut.

1) Bac de Montmeyre (Coordonnées : 45°46 N, 2°56 E, 945 m) Fig. 3.1.

Ce forage de 240 m, le premier réalisé par l'I.N.A.G. pour l'exploration géothermique se situe au voisinage immédiat de la chaîne des Puys ; il a traversé une coulée de basalte jusqu'à 90 m puis au dessous un socle extrêmement fracturé constitué de syénites et de diorites. Dans cette partie profonde, on calcule par la méthode A un flux très stable : 72 ± 2 mWm^{-2} (*UC*) et 69 ± 2 mWm^{-2} (*CT*).

Dans cette même zone, la méthode B fournit des valeurs voisines : 73 mWm^{-2} (*UC*) et 70 mWm^{-2} (*CT*). Ces valeurs sont étonnamment faibles par rapport aux valeurs que l'on décrira plus loin (~ 100 mWm^{-2}). En fait, l'existence de circulations d'eau dans le socle faillé parait très probable et la validité de cette mesure sera remise en cause en dépit de la faible dispersion des résultats.

2) Bournac (Coordonnées : 44°59 N, 4°06 E, 1 100 m) (Fig. 3.2).

Commencé dans un remplissage volcanique en forme de sillon (tufs liés au volcanisme du Velay), le forage de 190 m a rencontré un socle granitique sain à 96 m (granite du Velay). Les courbes de températures et de conductivité reflètent l'existence de ces deux terrains. Les effets topographiques sont peu importants ; toutefois la géométrie particulière du remplissage volcanique induit une déformation des isothermes et affecte le flux apparent de façon sensible. Une étude détaillée de ces phénomènes (Daignières et Vasseur, 1979) a permis d'évaluer le flux corrigé pour ces effets à 86 ± 4 mWm^{-2}.

3) Mayet de Montagne (Coordonnées : 46°04 N, 3°38 E, 570 m) (Fig. 3.3).

Ce forage de 150 m a rencontré un granite homogène et peu fracturé (granite du Mayet). Le gradient très stable de la température a pu être confirmé par des mesures effectuées dans des forages voisins (laboratoire *in situ* de Mayet de Montagne). La méthode A fournit les valeurs de 80 ± 9 mWm^{-2} (*UC*) et 83 ± 9 mWm^{-2} (*CT*) ; la méthode B fournit des valeurs presque identiques (80 et 84 mWm^{-2}).

4) Estables (Coordonnées : 44°41 N, 3°29 E, 1200 m) (Fig. 3.4).

Le forage de 170 m sur le massif granitique de la Margeride (faciès sombre) a traversé plusieurs domaines d'intrusion basique. La méthode A fournit des valeurs de 101 ± 13 mWm^{-2} (*UC*) et 98 ± 12 mWm^{-2} (*CT*) ; la méthode B conduit à des valeurs voisines (104 mWm^{-2} (*UC*) et 100 mWm^{-2} (*CT*).

5) Ussel (Coordonnées : 45°28 N, 2°22 E, 608 m) (Fig. 3.5)

Il s'agit d'un forage assez peu profond (120 m) dans le granite d'Ussel. Le gradient observé a été confirmé par des mesures dans des forages voisins. En utilisant quatre mesures de conductivité, on obtient par la méthode A les valeurs de 107 ± 22 mWm^{-2} (*UC*) et 103 ± 23 mWm^{-2} (*CT*) et, par la méthode B, 103 mWm^{-2} (*UC*) et 98 mWm^{-2} (*CT*).

6) Corbigny (Coordonnées : 47°04 N, 3°46 E, 267 m) (Fig. 3.6)

Ce forage commencé dans le recouvrement sédimentaire à l'Ouest du Morvan a rencontré le socle granitique à 120 m. Il est clair que la base de ce recouvrement correspond à une perturbation du profil de température sans doute causée par une circulation d'eau au-dessus du socle. Deux autres forages voisins ont pu également être mesurés conduisant en tout à 6 déterminations individuelles du flux (méthode A) dont la moyenne est 94 ± 9 mWm^{-2}. Les effets topographiques sont négligeables.

7) Le Four (Coordonnées : 45°47 N, 2°36 E, 725 m) (Fig. 3.7).

Ce forage atteignant 95 m a été effectué dans les anatexites à l'Ouest du Sillon Houiller. Disposant uniquement de carottes non repérées, on a évalué une conductivité moyenne de 3.2 ± 0.6 $Wm^{-1}\,°C^{-1}$. Compte tenu du gradient moyen observé au-dessous de 50 m, le flux est évalué à 113 ± 22 mWm^{-2} (*UC*) et 118 ± 22 mWm^{-2} (*CT*).

8) St Léger (Coordonnées : 46°01 N, 1°25 E, 576 m) (Fig. 3.8).

Des mesures ont pu être effectuées jusqu'à 170 m dans ce forage situé dans la partie orientale du granite

de Saint-Sylvestre. L'utilisation de la méthode A donne les valeurs 98 ± 10 mWm^{-2} (*UC*) et 102 ± 11 mWm^{-2} (*CT*). La méthode B conduit à 104 mWm^{-2} (*UC*) et 107 mWm^{-2} (*CT*).

9) St Priest La Prugne (Coordonnées 45°58 N, 3°43 E, 591 m) (Fig. 3.9).

Deux profils de températures ont été mesurés dans deux forages réalisés à partir de galeries de mines débutant aux cotes 200 m et 360 m dans le granite à biotite des Bois Noirs. Ces mesures mettent en évidence une influence locale des galeries sur 20 ou 30 m ; ensuite, les gradients observés se stabilisent. Par ailleurs, les parties les plus profondes de ces courbes de température apparaissent dans le prolongement l'une de l'autre. Cette observation ajoutée au fait que les conductivités mesurées sont très homogènes confirme l'existence d'un gradient stable entre 200 et 400 m. L'effet topographique est assez élevé. D'après la méthode A, on obtient des moyennes de 100 ± 10 mWm^{-2} (*UC*) et 90 ± 11 mWm^{-2} (*CT*). Toutefois, vues les caractéristiques du forage nous préférerons évaluer le flux par multiplication du gradient moyen entre 200 et 400 m (illustré sur la figure 3.9) par la conductivité moyenne obtenue dans cette zone (3.13 $W°C^{-1}m^{-1}$). Les estimations obtenues sont de 103 mWm^{-2} (*UC*) et 95 mWm^{-2} (*CT*).

10) Massiac (Coordonnées 45°15 N, 3°13 E, 664 m) (Fig. 3.10)

Ce forage a rencontré jusqu'à 145 m les formations métamorphiques du Haut Allier (gneiss). La valeur élevée du gradient de température (.043°Cm^{-1}) est expliquée par l'effet topographique. Par la méthode A, on obtient les valeurs de 137 ± 27 mWm^{-2} (*UC*) et 114 ± 22 mWm^{-2} (*CT*). Par la méthode B, on trouve 130 mWm^{-2} (*UC*) et 107 mWm^{-2} (*CT*).

11) Puy Mary (Coordonnées : 45°05 N, 2°41 E, 1095 m) (Fig. 3.11).

Ce forage de 210 m a été réalisé dans les gabbros de la vallée de la Jordanne dans le massif volcanique du Cantal. L'observation d'un gradient de température très élevé (plus de 0.06°Cm^{-1}) semble en fait due à l'existence d'un effet topographique important et d'une conductivité moyenne très faible. L'utilisation de la méthode A conduit à des flux moyens de 132 ± 17 mWm^{-2} (*UC*), 103 ± 14 mWm^{-2} (*CT*) ; la méthode B donne des valeurs voisines : 134 mWm^{-2} (*UC*) et 105 mWm^{-2} (*CT*).

12) Requista (Coordonnées : 44°01 N, 2°37 E, 380 m) (Fig. 3.12)

Il s'agit d'un forage de 170 m dans les formations métamorphiques du Sud du Massif Central (schistes). L'utilisation de la méthode A dans la partie la plus profonde du forage conduit à un flux moyen de 108 ± 10 mWm^{-2} (*UC*) et de 95 ± 10 mWm^{-2} (*CT*).

13) Randels (Coordonnées : 44°14 N, 2°46 E, 865 m) (Fig. 3.13)

Jusqu'à 230 m, on rencontre des formations jurassiques et triasiques avec des alternances très serrées de couches. La courbe de température est marquée par une partie presque verticale qui est certainement liée à une circulation d'eau au-dessus de 200 m (circulation observée lors de la foration). Au-dessous de ce niveau, l'observation d'un gradient stable permet, en utilisant la méthode B, d'évaluer le flux à 77 mWm^{-2} (*UC*) et 80 mWm^{-2} (*CT*).

14) St Saturnin (coordonnées : 44°26 N, 3°18 E, 665 m) (Fig. 3.14).

Commencé dans le Trias, ce forage a atteint le socle gneissique à plus de 400 m. Le recouvrement triasique est contitué de conglomérats et d'une alternance de

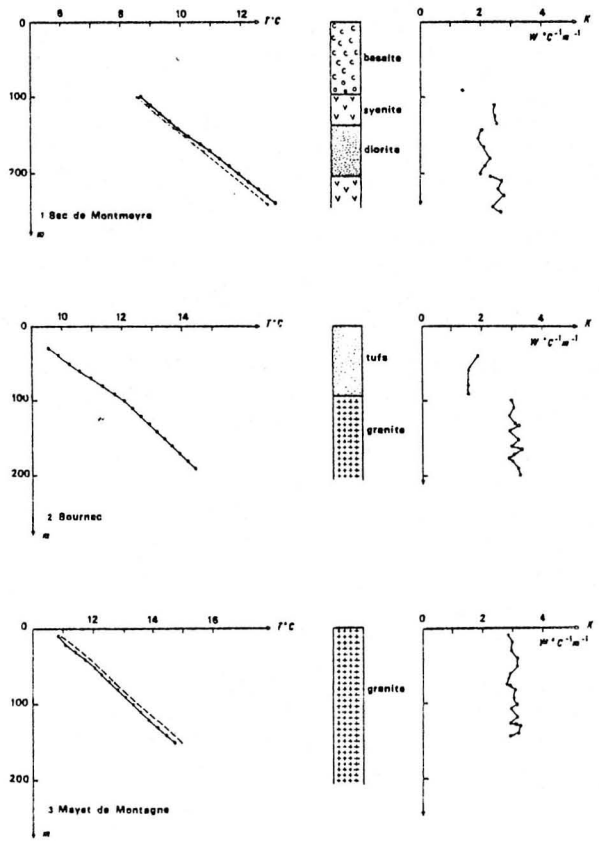
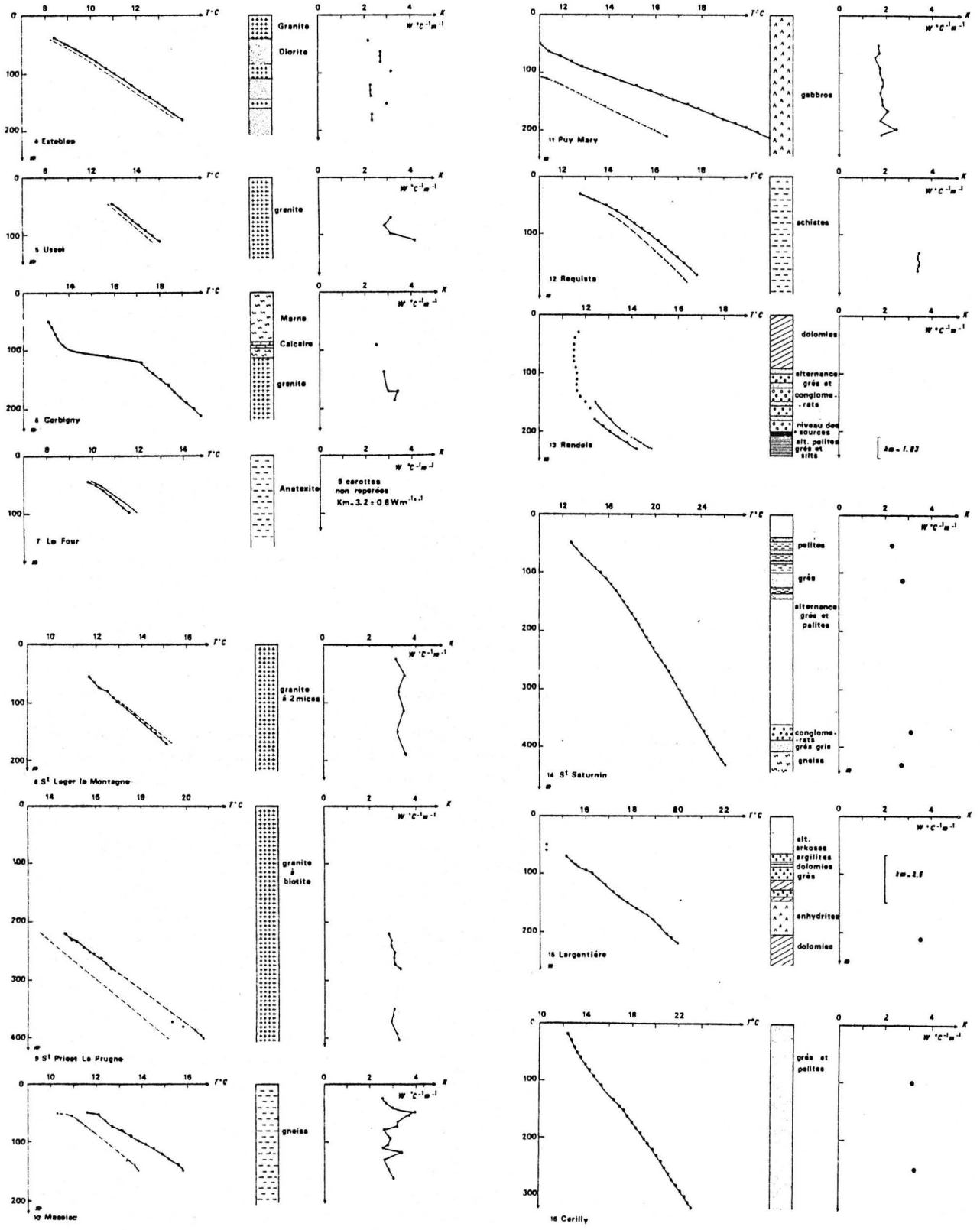


Fig. 3

Pour chacune des 16 mesures décrites dans le texte, une figure précise :
- le profil de température mesuré (traits pleins) ainsi que le profil corrigé pour les effets topographiques (traits discontinus) ;
- la lithologie simplifiée,
- le profil de conductivité thermique.


Granite
Diorite
granite
Marne
Calcaire
granite
Anatexite
5 carottes non repérées
Km = 3.2 ± 0.6 W m⁻¹ °C⁻¹
granite à 2 micas
granite à biotite
gneiss
gabbros
schistes
dolomies
alternance grès et conglomérats
niveau des sources
alt. pelites grès et silts
pelites
grès
alternance grès et pelites
conglomérats grès gris
gneiss
alt. arkoses argilites dolomies grès
anhydrites
dolomies
grès et pelites
4 Estables
5 Usset
6 Corbigny
7 Le Four
8 St Leger la Montagne
9 St Priest La Prugne
10 Messiac
11 Puy Mary
12 Requista
13 Rondels
14 St Saturnin
15 Largentière
16 Cerilly

grès et de pélites. L'utilisation de la méthode A fournit, à partir de 4 valeurs individuelles, un flux moyen de 102 ± 13 mWm^{-2} (*UC* et *CT*).

15) Largentière (Coordonnées : 44°34 N, 4°19 E, 240 m) (Fig. 3.15).

Le forage a été effectué sur la bordure Est de la faille des Cévennes. Il a rencontré les formations du Trias constituées essentiellement de grès, d'arkose, de dolomie, d'argilite et d'anhydrite. Les corrections topographiques sont négligeables. La méthode B utilisée entre 70 et 150 m en tenant compte de l'épaisseur des formations rencontrées conduit à 75 mWm^{-2}. La méthode A, appliquée à 210 m sur la dolomie, donne 86 mWm^{-2}. Finalement, une valeur moyenne de 80 mWm^{-2} (*UC* et *CT*) est adoptée.

16) Cerilly (Coordonnées : 46°39 N, 2°53 E, 264 m) (Fig. 3.16)

Ce forage a été effectué dans les grès du Trias et n'a pas rencontré le socle. La conductivité a été obtenue sur deux échantillons conduisant à deux valeurs de flux : 96 et 108 mWm^{-2}. Les effets topographiques sont négligeables. La valeur moyenne (102 mWm^{-2}) est retenue.

3.2. Autres mesures

17) Guipy (Hentinger et Jolivet, 1970) (Coordonnées : 47°13 N, 3°35 E, 240 m).

Ce forage réalisé immédiatement à l'Ouest du Morvan a rencontré vers 100 m un socle granitique. Les effets topographiques sont négligeables. Les auteurs de la mesure ont évalué le flux géothermique à 103 ± 2 mWm^{-2} (*UC* et *CT*).

18) Blond (Hentinger et Jolivet, 1970) (Coordonnées : 46°01 N, 1°E, 410 m).

Ce forage de plus de 400 m dans le leucogranite des Monts de Blond (Limousin) avait conduit Hentinger et Jolivet à proposer un flux de 102 ± 13 mWm^{-2} (*UC*). Les effets topographiques modifient sensiblement cette estimation : 108 ± 17 mWm^{-2} (*CT*).

19) St Yriex (Gable, 1980) (Coordonnées : 45°34 N, 1°11 E, 388 m)

Cette mesure, effectuée jusqu'à 110 m de profondeur dans les orthogneiss du Limousin, a conduit son auteur à une évaluation du flux de 109 ± 2 mWm^{-2} (*UC*), valeur légèrement modifiée par la correction topographique : 112 ± 2 mWm^{-2} (*CT*).

20) Champrobert (Gable, 1980) (Coordonnées : 46°55 N, 3°56 E, 517 m.

Ce forage effectué dans le Morvan dans le volcanisme Viséen, permet d'évaluer le flux a 73 ± 2 mWm^{-2} (*UC*).

3.3. Récapitulation des résultats

L'ensemble des résultats est résumé par le Tableau I. On a précisé pour chaque donnée, outre les estimations du flux retenues (*UC*, *CT* et *CTP*), quatre critères permettant de discuter la validité des résultats : la profondeur maximum de la mesure (z max), le nombre de mesures de conductivité (N_k), l'écart quadratique moyen des mesures individuelles (E_t) ainsi qu'une indication sur la nature des terrains atteints (socle ou recouvrement sédimentaire). Toutefois, on ne doit pas se leurrer sur l'importance de ces critères ; la difficulté essentielle pour apprécier la validité d'une mesure de flux géothermique provient surtout de la méconnaissance des phénomènes parasites – circulation d'eau par exemple – qui peuvent affecter le transport de chaleur. En tout état de cause, il est raisonnable de penser que chacune des mesures mentionnées peut être affectée d'une erreur d'au moins ± 10 mWm^{-2}.

4. Synthèse des résultats dans le contexte régional

Les données de flux géothermique décrites au paragraphe précédent fournissent une moyenne élevée : 95 ± 13 mWm^{-2} (*CT*) et 105 ± 13 mWm^{-2} (*CTP*). Cette valeur élevée doit être replacée dans son contexte régional en la comparant aux données obtenues dans les autres régions du pays.

4.1. Tendances générales du flux de chaleur en France

La comparaison des données brutes obtenues sur l'ensemble du territoire s'avère délicate car, dans les bassins sédimentaires, la plupart des évaluations du flux géothermique a été obtenue dans des forages pétroliers. D'une part, le niveau beaucoup plus profond de ces mesures pose le problème des corrections paléoclimatiques qui dépendent de la profondeur (cf. Fig. 2). D'autre part, les incertitudes sur les mesures de température dans les forages pétroliers, généralement réalisées avant l'équilibre thermique, requièrent une discussion critique des résultats.

Ce travail préalable a déjà été réalisé (Vasseur et Lucazeau, 1980) et nous en rappelons les principaux résultats. Une correction paléoclimatique correspondant au modèle paléotempérature de la Figure 2 a été appliquée à l'ensemble des résultats. Pour les données du Massif Central, les valeurs ainsi corrigées sont données dans la dernière colonne du Tableau 1 (*CTP*) ; il s'agit d'une correction positive de 6 à 12 mWm^{-2} suivant les cas. Ce sont les valeurs ainsi corrigées à la fois pour les effets topographiques et paléoclimatiques qui seront désormais retenues. Pour les données d'origine pétrolière, seules doivent être prises en compte certaines données obtenues dans des forages très profonds pour lesquelles des carottes ont été recueillies

Tableau 1

Référence		Critères de qualité				Valeur du flux mWm^{-2}		
N°	Nom	z max m	Nk	Et mWm^{-2}	Socle atteint	UC	CT	CTP
1	Bac de Montmeyre	240	15	2	oui	73	70	77
2	Bournac	190	15	4	oui	86	86	95
3	Mayet de Montagne	150	20	9	oui	80	84	93
4	Estables	170	10	12	oui	104	100	109
5	Ussel	115	4	22	oui	103	98	109
6	Corbigny	210	6	9	oui	94	94	107
7	Le Four	95	5	22	oui	113	118	128
8	Saint Léger	170	6	10	oui	104	107	117
9	Saint Priest	400	12	11	oui	103	95	103
10	Massiac	145	16	22	oui	130	107	118
11	Puy Mary	210	14	14	non	134	105	112
12	Requista	170	4	10	oui	108	95	106
13	Randels	230	4	–	non	70	83	89
14	Saint Saturnin	420	4	13	non	103	103	111
15	Largentière	220	7	–	non	80	80	88
16	Cerilly	340	2	–	non	102	102	111
17	Guipy	240	20	2	oui	103	103	112
18	Blond	400	8	17	oui	103	108	117
19	St Yriex	110	4	2	non	109	112	121
20	Champrobert	125	4	2	oui	73	73	86

z max = profondeur maximum de la mesure
Nk = nombre de mesures individuelles du flux
Et = écart type des mesures individuelles
UC = non corrigé
CT = corrigé pour la topographie
CTP = corrigé pour la topographie et les paléoclimats

pour mesure de conductivité (Gable, 1980) ; dans ces forages, la correction paléoclimatique est généralement négative. Les autres données d'origine pétrolière n'apparaissent pas cohérentes avec les quelques mesures de type classique obtenues dans les bassins sédimentaires d'après les méthodes décrites aux paragraphes précédents.

A la suite de cette discussion, on a pu proposer une esquisse de carte du flux géothermique prenant en compte les tendances indiquées par 78 valeurs individuelles reportées sur le territoire français (Fig. 4). Cette carte fait ressortir l'existence d'un net maximum sur le Massif Central et d'un axe plus élevé sur la partie nord du pays. Vers les bassins sédimentaires et les chaînes alpines, on constate une nette décroissance des valeurs du flux (70-80 mWm^{-2}).

4.2. Variations du flux de chaleur dans le Massif Central

Compte-tenu de la géologie de surface et des informations sur la structure profonde de la croûte, on peut distinguer un certain nombre de régions que l'on caractérisera par les mesures du flux effectuées.

A l'Ouest du Sillon Houiller (Limousin, Millevaches), les 6 valeurs du flux obtenues (n° 5, 7, 8, 17, 18, 19) sont assez stables et fournissent une moyenne élevée : 115 ± 9 mWm^{-2} (*CTP*). Dans la zone des volcans d'Auvergne (entre le Sillon Houiller et la Limagne), on dispose de 3 mesures assez dispersées (n° 1, 10, 11) : 77, 112 et 118 mWm^{-2} (*CTP*). Par rapport aux données voisines toutes supérieures à 100 mWm^{-2}, l'incohérence de la donnée n° 1 apparait ainsi clairement. Nous considérons désormais que cette valeur est affectée par des circulations d'eau sans pouvoir actuellement trouver des arguments définitifs pour étayer cette hypothèse. Dans ces conditions, cette région est caractérisée par un flux compris entre 110 et 120 mWm^{-2}. Pour la Limagne, aucune mesure n'a été citée. Toutefois une estimation du flux à partir de 8 mesures de température dans des forages pétroliers (sans mesure de conductivité) fournit, avec les mêmes corrections, une valeur moyenne de 114 ± 15 mWm^{-2} (Gable, 1979). Dans le

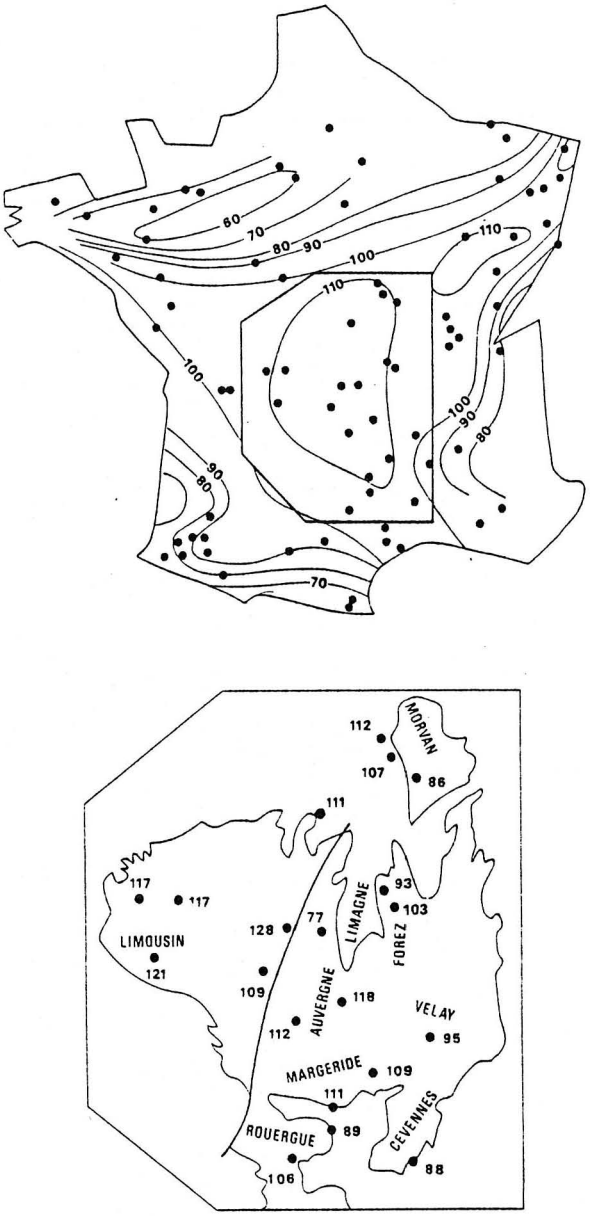


Fig 4

a) Lignes isoflux (CTP) obtenues d'après l'ensemble des données sur le territoire français (Vasseur et Lucazeau, 1980). Les points indiquent les positions des données disponibles.
b) Détail des valeurs obtenues dans le Massif Central (CTP).

Morvan et dans son voisinage immédiat, on dispose de trois données (n° 6,17, 20) fournissant des valeurs de 112, 94 et 86 mWm^{-2}, soit une moyenne de 97 ± 11 mWm^{-2}. Dans le Forez, on dispose de 2 valeurs assez peu différentes (n° 3 et 9): 103 et 93 mWm^{-2}; dans le Velay, d'une seule mesure (n° 2): 95 mWm^{-2} ainsi que dans la Margeride (109 mWm^{-2}). Dans le Sud du Massif Central (Cévennes et Rouergue) on a obtenu quatre données (n° 12, 13, 14 et 15) qui, pour la plupart, n'intéressent pas le socle: 88, 89, 106 et 111 mWm^{-2} avec une moyenne de 98 ± 10 mWm^{-2}.

5. Conclusion

Vingt mesures du flux géothermique dans le Massif Central ont été recueillies et réduites de façon homogène. Ces mesures qui, pour la plupart, intéressent le socle cristallin ou cristallophylien, fournissent des valeurs de flux élevées et relativement homogènes malgré la grande diversité des formations rencontrées: granite à biotite, granite à deux micas, gneiss, schistes.

L'interprétation de ces valeurs élevées doit prendre en compte les caractéristiques connues du Massif Central relatives à la nature de la croûte et de son évolution géodynamique.

Par ailleurs, les valeurs du flux obtenues sont légèrement plus élevées dans la partie occidentale et centrale du Massif Central. Les interprétations géologiques récentes du Massif Central en terme de collision de plaques (Burg et Matte, 1978, Mattauer et Etchecopar, 1974) peuvent le cas échéant contribuer à expliquer ces variations, la croûte au Nord-Ouest pouvant être différente de la croûte du Sud. C'est pourquoi une étude systématique de la répartition des sources de chaleur dans la croûte est indispensable pour évaluer leur contribution au flux de chaleur observé en surface.

Manuscrit reçu le 27 février 1981
sous sa forme définitive le 6 mai 1981

Remerciements

Ce travail n'aurait pas été possible sans la contribution d'un nombre important de personnes et d'organismes : nous tenons à remercier les sociétés COGEMA, MINATOME, PENNAROYA ainsi que la Division Technique de l'INAG et le BRGM de l'aide qu'ils ont apportée pour effectuer des mesures dans les forages ; nous sommes aussi redevables à MM. Fontaine et Guyot (CUST Clermont Ferrand) qui nous ont fourni de nombreux documents originaux, ainsi qu'à Mme Bertaux et MM. Bienfait et Meunier pour leur contribution à l'élaboration des données.

Références bibliographiques

Blackwell D.D., J.L. Steele, C.A. Brott, "The terrain effect on terrestrial heat flow". *J. Geophys. Res.*, 85, 4757-4772, 1980.

Bullard E.C., "The disturbance on the temperature gradient in the Earth crust by inequalities of height". *Month. Not. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 4, 300-362, 1940.

Burg J.P., Ph. Matte, "A cross section through the French Massif Central in the scope of its variscan geodynamic evolution". *Z. Dt. Geol. Gesell.*, 129, 429-460, 1978.

Carslaw H.S., J.G. Jaeger, "Conduction of heat flow in solids". 2nd Ed., Oxford Univ. Press, London, 1959.

Chapman D.S., H.N. Pollack et V. Cermak, "Global heat flow with special reference to the region of Europe", p. 41-48 *in* "Terrestrial heat flow in Europe", V. Cermak et L. Rybach (ed.), Springer Verlag, Berlin, 1979.

Daignières M., G. Vasseur, "Détermination et interprétation du flux géothermique à Bournac, Haute Loire". *Ann. Geophys.*, 35 (1), 31-39, 1979.

Forestier F.H., B. Lasnier, A. Leyreloup, J. Marchand, "Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central Français et le Massif Armoricain, de l'affleurement au Moho". *Bull. Soc. Géol. France*, 15 (5-6), 562-578, 1973.

Gable R., "Draft of a geothermal flux map of France", p. 179-185 *in* "Terrestrial heat flow in Europe", V. Cermak et L. Rybach Ed., Springer Verlag, Berlin, 1979.

Gable R., "Heat flow pattern in France". Proc. of the 2nd Seminar on Geothermal Energy, Strasbourg. To be published, 1980.

Groupe FLUXCHAF, "Nouvelles déterminations du flux géothermique en France". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 286, D, 933-936, 1978.

Hentinger R., J. Jolivet, "Nouvelles déterminations du flux géothermique en France". *Tectonophysics*, 10, 127-146, 1970.

Kast Y., J. Gallice, "Mise au point et construction d'un conductivimètre rapide". 26^{e} Congrès Géol. Intern., Paris, 1980.

Lamb H.H., "Climate : present, past and future, vol. 2 : Climatic history and the future". Methuen and Co Ltd, Londres, 1977.

Kappelmeyer O., R. Haenel, "Geothermics with special reference to geothermal applications". Gebrüder Borntträger, Berlin, 1978.

Legrand J.P., "Les variations climatiques en Europe occidentale depuis le Moyen âge". *La météorologie*, VI (16), 167-182, 1979.

Lucazeau F., G. Vasseur, "Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central français". Présenté aux Ann. Géophys. 37 (3), 89-109, 1981.

Mattauer M., A. Etchecopar, "Existe-t-il des chevauchements de type hymalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français". 2^{e} R.A.S.T., Pont à Mousson, 279, 1974.

Perrier G., J.C. Ruegg, "Structure profonde du Massif Central français". *Ann. Géophys.*, 29 (4), 435-502, 1973.

Polyak B.G., Y.B. Smirnov, "Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents". *Geotectonics*, 205-213, 1968.

Vasseur G., F. Lucazeau, "Some aspects of heat flow in France". *J. of Volcanol. Geotherm. Res.*, 1981.

Vasseur G., Y. Nouri, "Some trends of heat flow in France". *Tectonophysics*, 65, 209-223, 1980.

Woillard G., "The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in Northeastern France". *Bull. Soc. Belge Géol.*, 88, 51-69, 1979.

ANNEXE III

Ann. Géophys., t. 37, fasc. 3, 1981, p. 493-513

Production de chaleur et régime thermique de la croute du Massif Central

par

Francis LUCAZEAU et Guy VASSEUR

Centre Géologique et Géophysique,U.S.T.L., Place E. Bataillon, 34060 Montpellier Cedex

RESUME. – *La production de chaleur crustale dûe à la désintégration des isotopes radioactifs naturels (U, Th, K) a été étudiée dans le Massif Central en relation avec les données de flux de chaleur, anormalement élevées dans cette région hercynienne. Près de 1000 données représentatives des différents types de roches crustales et de leurs teneurs en éléments radioactifs permettent de proposer un modèle de répartition verticale des sources de chaleur pour les différentes régions du Massif Central, à la lumière des informations diverses relatives à la structure et à la composition crustale.*

Aucune relation entre le flux de chaleur mesuré en surface et la production de chaleur, qui varie pourant dans une large gamme (2 à 8 μWm^{-3}), n'apparait. Les variations régionales du flux de chaleur sont explicables d'une part par les variations de l'épaisseur de la croûte et, d'autre part, par les variations de la composante non crustale du flux.

Un modèle thermique stationnaire à deux dimensions met en évidence la présence d'un diapir thermique à la base de la croûte, dans la région des Limagnes et des volcans d'Auvergne. Ce diapir peut être relié à la remontée de l'asthénosphère mise en évidence par diverses observations géologiques et géophysiques. Pour expliquer le flux de chaleur observé en surface, la mise en place de ce diapir doit excéder 10 Ma.

ABSTRACT. – *Crustal heat production of radioactive origin is studied in the French Massif Central in relation with heat flow values, unusually high in this hercynian country.*

Almost 1000 data, representative of different types of crustal rocks and their amounts of radioactive isotopes are used. A crustal model of vertical distribution of heat generation can be proposed everywhere in the French Massif Central, in the light of various information for crustal structure and composition.

No relation between surface heat flow and heat production is found, in spite of the large heat production variation range (2 to 8 μWm^{-3}). The regional variations of surface heat flow can be explained on the one hand by the variations of crustal thickness and on the other hand by the variations of a non crustal heat flow component.

A stationary 2D thermal model shows the occurrence of a thermal diapir at the bottom of the crust beneath the graben and volcanic area. This diapir seems to be related to a thinning of the lithosphere shown by several recent studies. In order to explain the observed surface heat flow, the emplacement of this diapir should be older than 10 Ma.

1. Introduction

La production de chaleur due à la désintégration des isotopes radioactifs naturels (uranium, thorium, potassium) contribue de façon significative au flux de chaleur observé en surface. Dans certaines régions du monde, l'existence d'une relation linéaire entre le flux de chaleur et la production de chaleur des roches en surface permet de préciser la contribution crustale d'origine radioactive. On peut ainsi accéder au flux d'origine profonde et évaluer l'état thermique de la lithosphère. Le flux de chaleur mesuré en surface peut être en effet décomposé en trois composantes (Vitorello et Pollack, 1980) :

1) Composante crustale d'origine radioactive ;

2) Composante mantellique liée à un flux de chaleur d'origine profonde ;

3) Composante transitoire qui intervient lors des phénomènes tectoniques et thermiques récents.

Dans le cas du Massif Central français, la connaissance de la production de chaleur dans la croûte, c'est-à-dire la première composante, est fondamentale pour com-

prendre l'origine des valeurs du flux de chaleur, particulièrement élevées par rapport au reste du pays (Lucazeau *et al.*, 1981). En effet, l'importance des phénomènes géodynamiques récents laisse prévoir une contribution notable des deux dernières composantes. Par ailleurs, l'importance des masses granitiques (plus de 50 % des roches affleurant dans le Massif Central) généralement riches en éléments radioactifs pourrait expliquer une part importante du flux de chaleur observé en surface. Cet article se propose d'étudier la répartition verticale et régionale des sources de chaleur radioactives, pour pouvoir dégager la composante non crustale du flux permettant ainsi d'accéder aux aspects thermiques des phénomènes géodynamiques qui intéressent la lithosphère.

Cette étude s'appuiera sur les données géologiques et pétrologiques (Forestier, Lasnier, Leyreloup, Marchand, 1973 ; Leyreloup, 1973 ; Didier et Lameyre, 1980 ; Burg et Matte, 1977 ; Leyreloup *et al.*, 1977 ; Dupuy *et al.*, 1979) et géophysiques (Perrier et Ruegg, 1973 ; Sapin et Hirn, 1974 ; Hirn, 1980) relatives à la composition et la structure crustale.

Pour caractériser la production de chaleur dans la croûte, la presque totalité des roches crustales, depuis les granulites jusqu'aux granites, a été échantillonée. La compilation de données existantes et de nouvelles mesures de production de chaleur, réalisées spécialement pour cette étude, fournit un fichier de près de 1000 valeurs. Une comparaison régionale des valeurs du flux de chaleur et de la production de chaleur sera entreprise dans le but de préciser la composante du flux de chaleur d'origine non crustale : cette étude permettra ensuite de discuter le régime thermique de la croûte.

2. Structure de la croûte dans le Massif Central

La croûte continentale du Massif Central s'est structurée au Paléozoïque et en particulier au cours de l'orogenèse hercynienne. Elle est caractérisée en surface par deux zones de métamorphisme différent, séparées par une discontinuité structurale majeure (Burg et Matte, 1977). On y distingue :

– une "zone autochtone" au Sud (Cévennes, Rouergue, Bas Limousin), caractérisée par une épaisse série de schistes qui surmonte par endroit des formations plus métamorphiques appartenant au groupe leptyno-amphibolique ;

– une "zone allochtone" au Nord et au Centre du Massif Central (Haut Limousin, Auvergne, Haut Allier, Charollais) où la série est constituée de roches de métamorphisme de pression moyenne (gneiss, anatexites) surmontant les formations appartenant au groupe leptyno-amphibolique. Cette série repose anormalement sur la séquence pélitique (schistes) moins métamorphique.

Du point de vue du magmatisme hercynien, les "régions autochtones" sont assez peu riches en granites calco-alcalins (25 % des affleurements), tous tardi-tectoniques, alors que dans les "régions allochtones", ceux-ci représentent environ 50 % des roches à l'affleurement et appartiennent à la génération syntectonique comme à la génération tardi-tectonique. La limite entre les deux zones est souvent caractérisée par la présence de granites d'anatexie (granite du Velay, leucogranites) et/ou de grands chevauchements crustaux.

Les reliques granulitiques de haute pression au niveau des grands chevauchements mais surtout les enclaves granulitiques ramenées par les volcans néogènes du Massif Central permettent de connaître la nature des parties les plus profondes de la croûte (Leyreloup, 1973 ; Leyreloup *et al.*, 1977 ; Dupuy *et al.*, 1979). Deux séries apparaissent d'après l'étude de ces enclaves (Leyreloup, 1973) :

– une série de charnockites (formée principalement de roches basiques et ultrabasiques) juste au-dessus du Moho ;

– une série de roches métamorphiques associées d'origine métasédimentaire située au-dessus de la précédente.

L'épaisseur crustale peut être connue par les nombreuses études de sismique réfraction réalisées sur le Massif Central (Perrier et Ruegg, 1973) ; celles-ci mettent aussi en évidence trois types fondamentaux de croûte avec un ou plusieurs niveaux intracrustaux :

1) Une croûte continentale "normale" à l'Ouest du Sillon houiller. La croûte a une épaisseur qui varie de 33 km au Nord-Ouest à 29 km sous le plateau de Millevaches, et surmonte un manteau "normal" ayant une vitesse de 8.2 km/s pour les ondes *P*. Elle est formée de trois couches (6.0 km/s, 6.2 km/s, 7.1 km/s) dont l'épaisseur diffère à l'Est et l'Ouest de la faille d'Argentat.

2) Une croûte continentale sur la bordure Est du Massif Central, à peu près semblable à la précédente mais moins épaisse (23 km sous le bassin de Blanzy (Morvan) à 30 km dans le Vivarais) surmonte un manteau de vitesse plus faible ($V_P \sim 8.05$ km/s). Elle est formée de deux couches et la vitesse des ondes *P* varie dans la couche inférieure de 6.3 km/s au Nord et au Sud à 6.9 km/s à l'Est.

3) Une zone centrale, sous les volcans d'Auvergne et les Limagnes caractérisée par une croûte peu épaisse (24-26 km), monocouche et surmontant un manteau anormal dont la vitesse croît régulièrement de 7.3 à 8.4 km/s sur une vingtaine de km.

Une coupe Ouest-Est à la latitude de Clermont-Ferrand permet de visualiser les différentes structures crustales (Fig. 1).

Le problème majeur consiste à relier les observations géologiques et sismiques. Des études gravimétriques ont montré que l'épaisseur des granites n'excède pas 8 km pour ceux dont les anomalies de Bouguer sont les plus

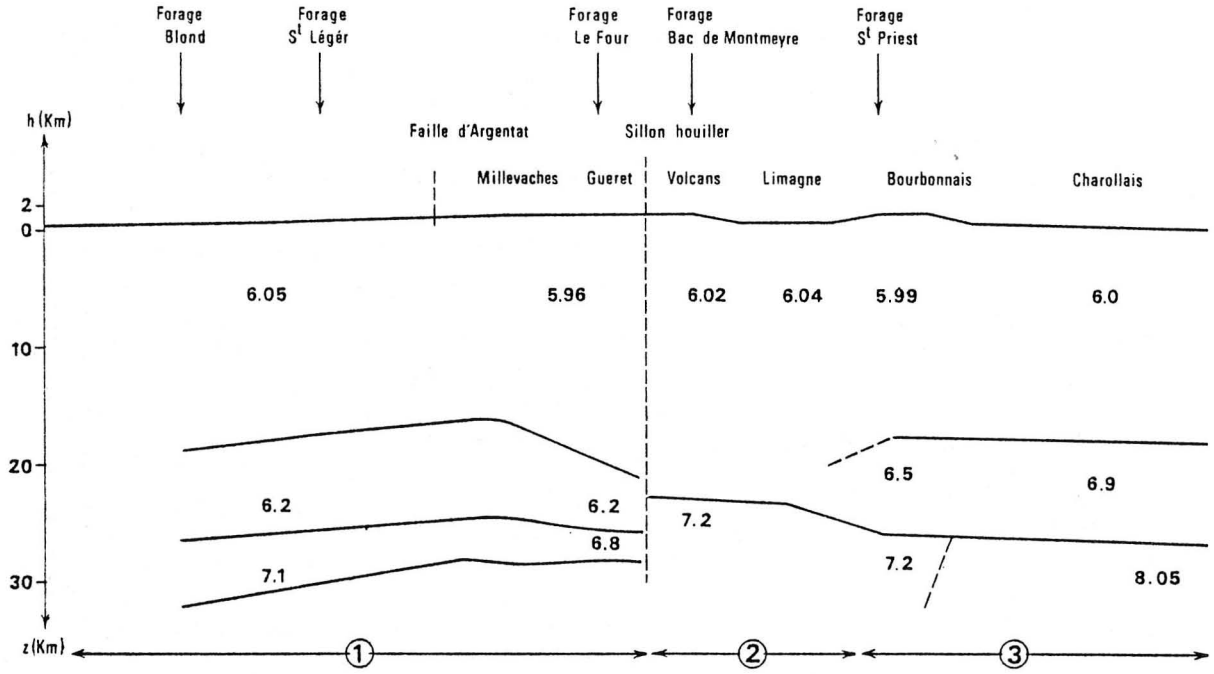


Fig. 1

Coupe sismique crustale à la latitude de Clermont-Ferrand (d'après Perrier et Ruegg, 1973). Valeur des vitesses sismiques des ondes *P* en km/s. Les chiffres entourés indiquent le type de croûte.

fortes (Aghshahi, 1979 ; Petrequin, 1979 ; Muon, 1980). La couche superficielle, de vitesse $V_P \sim 6.0$ km/s, pourrait donc être formée indistinctement par un ensemble de granites intrusifs, de granites d'anatexie et de roches métamorphiques (essentiellement anatexites). Son épaisseur moyenne est de 20 km.

La croûte inférieure, formée de une ou deux couches, serait granulitique. Compte tenu des vitesses sismiques observées en Limousin, il est probable que la partie supérieure de cette couche granulitique est formée de roches moins denses que la partie inférieure. Par ailleurs, l'étude de la partie supérieure du complexe granulitique dans le Haut Allier montre qu'il est formé de roches du type gneiss khondalito-kinzigitiques (GKK) avec des reliques granulitiques de haute pression (Forestier *et al.*, 1973).

Nous suggérons donc un modèle de croûte inférieure en distinguant deux types suivant la structure sismique observée :

– la croûte inférieure de type 1, formée de deux couches de vitesses sismiques 6.2 km/s et 7.1 km/s telle qu'on l'observe à l'Ouest du Sillon Houiller, serait formée d'une série granulitique d'origine sédimentaire (GKK) dans sa partie supérieure et de charnockites plus denses dans sa partie inférieure.

– la croûte inférieure du type 2, formée d'une seule couche dont la vitesse des ondes *P* varie de 6.2 km/s – 6.4 km/s dans le Morvan et les Cévennes, à 6.5 km/s – 6.9 km/s dans le Forez et l'Est du Massif Central, pourrait être interprétée de la manière suivante :

- croûte principalement formée de roches métasédimentaires de haute pression (GKK) lorsque la vitesse est faible ;
- croûte formée des deux séries granulitiques et charnockitiques lorsque la vitesse des ondes *P* est plus forte et dont la composition moyenne peut être déterminée par les différentes enclaves remontées par le volcanisme du Velay (Bournac, Haute Loire) (Leyreloup *et al.*, 1977 ; Dupuy *et al.*, 1979).

3. Technique de mesure de la production de chaleur – Discussion des données

3.1. Origine des données

Les données utilisées proviennent essentiellement de deux sources :

– d'une part d'un fichier mis à notre disposition par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C.R.P.G.) sur les granites uranifères du Massif Central (fichier extrait du fichier GUF (Granites Uranifères Français), Grandclaude *et al.*, 1976). Ce fichier comporte 1731 données dont 601 pour les-

quelles le thorium, l'uranium et le potassium ont été dosés ;

– d'autre part, d'un fichier réalisé à Montpellier à partir de mesures d'uranium, thorium, potassium originales, qui comporte 256 valeurs.

3.2. Caractéristiques des données

Pour ces deux types de données, les techniques d'échantillonnage et de dosage sont totalement différentes.

a) Echantillonnage

Dans le premier cas, un échantillonnage systématique a été réalisé, afin de localiser les gisements uranifères dans le contexte granitique. Les échantillons sont prélevés suivant un maillage carré de 4 km de côté minimum, pour un poids minimum de 5 kg.

Comme le nom de ce fichier l'indique, il s'agit surtout des granites uranifères et de leur encaissant (Limousin, Morvan, Bois Noirs, Millevaches, etc.).

Les autres données, collectées à Montpellier, avaient pour but de compléter ce fichier GUF. Des échantillons de granulites, d'anatexites, de gneiss, de schistes et de granites ont été réunis. La plupart proviennent de poudres de roches déjà utilisées pour des études géochronologiques ou géochimiques : gneiss et granites du Limousin (Duthou), gneiss et granites du Lyonnais (Peterlongo), orthogneiss et granites du Morvan (Vialette), granites du Velay, du Charollais, de Tournon (Didier), granite du Mont Lozère (Sabourdy), granite de la Margeride (Couturié), groupe letptyno-amphibolique et anatexites du Haut Allier (Marchand), enclaves granulitiques (Leyreloup). Il s'agit en général d'échantillons sains, provenant de carrière ou de roches saines.

Tous les échantillons dont nous avons parlé proviennent de la surface. Un certain nombre de roches profondes (forages de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (I.N.A.G.)) ont été analysées également (forage de Mayet de Montagne, forage du Bac de Montmeyre, forage de Bournac, forage d'Estables).

b) Techniques de dosage de l'uranium, thorium, potassium

La production de chaleur dans la croûte est essentiellement due à la désintégration des isotopes radioactifs naturels (^{40}K, ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th). Elle est donnée par la relation suivante (Roy *et al.*, 1968) :

$$A\ (\mu Wm^{-3}) = 0.261\ [U] + 0.072\ [Th] + 0.097\ [K]$$

Les concentrations [U] et [Th] sont en ppm, [K] en %.

Cette relation est valable pour une densité $\rho = 2.7$ g/cm^3 mais pour les roches qui nous intéressent, l'erreur relative introduite est inférieure à 5 %.

Les dosages des isotopes radioactifs du fichier GUF ont été réalisé au CRPG à Nancy :

– le potassium est dosé au photomètre à flamme,

– l'uranium est dosé par fluorimétrie avec une précision relative variant de 10 à 30 %,

– le thorium est dosé par spectrométrie gamma avec une précision de 5 %.

Les dosages des données réunies à Montpellier ont été réalisés au Laboratoire de Géochimie des Elements en Traces (sauf quelques mesures de potassium à Clermont-Ferrand) ;

– le potassium est dosé par absorption atomique ;

– l'uranium et le thorium ont été dosés par activation neutronique sous cadmium. Les échantillons (100 mg de poudre) ont été irradiés pendant 18 heures dans la pile Mélusine du Centre d'Etude Nucléaire de Grenoble (C.E.N.G.), puis analysés grâce à un détecteur Germanium-Lithium 5 jours après irradiation pour l'uranium, 15 à 20 jours après l'irradiation pour le thorium. Les standards utilisés sont ACII (U = 3.38 ppm, Th = 20 ppm) et GSP1 (U = 1.96 ppm, Th = 104 ppm).

Un échantillon test analysé 15 fois fixe l'erreur relative (σ/m) à 6.5 % pour l'uranium et 5.4 % pour le thorium.

c) Cohérence

Dans un certain nombre de sites tests, il est possible de comparer les données provenant des deux origines. A l'exception des leucogranites de Mesvres, les données sont cohérentes (Table 1).

3.3. Effet de l'altération

Il est généralement admis que le thorium et le potassium sont assez peu affectés par les phénomènes d'altération superficiels (Ranchin, 1971 ; Stuckless, 1979). Par contre, l'uranium est facilement entraîné par des circulations de fluides et reconcentré dans des pièges réducteurs ; en effet, l'uranium U^{4+} est facilement oxydé en U^{6+} sous forme d'un complexe UO_2^{2-} très soluble dans l'eau. Mais cette possibilité d'entraînement dépend essentiellement de la localisation de l'uranium dans la roche, qui peut être :

1) en subsitution isomorphique avec le zirconium, le calcium dans les minéraux accessoires. Il est alors très stable et résiste à l'altération ;

2) dans les joints cristallins et/ou les plans de clivage sous forme de liaisons électrochimiques type Van der Waals. L'uranium résiste alors plus ou moins bien à l'altération ;

3) sous forme d'oxydes (uraninite). Dans ce cas, l'uranium ne résiste en aucun cas à l'altération : même les échantillons apparemment "frais" prélevés en surface sont affectés.

Table 1

Comparaison des données du fichier GUF de Nancy et des données d'activation neutronique de Montpellier. Les échantillons analysés proviennent de mêmes ensembles géologiques mais en aucun cas il ne s'agit des mêmes poudres. Les valeurs entre parenthèses indiquent l'écart type des données.

		Fichier GUF	Données Montpellier
Anatexites Limousin	N	8	2
	U (ppm)	3.2 (0.9)	3.0 (0.4)
	Th (ppm)	12.7 (2.8)	14.4 (2.2)
	K (%)	3.24 (0.27)	3.14 (0.00)
	A (μWm^{-3})	2.06 (0.39)	2.10 (0.27)
Orthogneiss Morvan	N	3	3
	U (ppm)	2.4 (0.9)	2.4 (0.2)
	Th (ppm)	20.0 (2.8)	17.5 (1.1)
	K (%)	4.2 (0.5)	4.3 (0.1)
	A (μWm^{-3})	2.71 (0.98)	2.98 (1.04)
Leucogranites Mesvres	N	2	2
	U (ppm)	9.5 (6.5)	5.9 (0.1)
	Th (ppm)	4.5 (0.5)	16.7 (13.6)
	K (%)	4.05 (0.15)	4.69 (0.45)
	A (μWm^{-3})	3.17 (1.63)	3.15 (1.02)
Leucogranites de la Pierre qui Vire	N	8	4
	U (ppm)	6.8 (1.8)	6.8 (1.6)
	Th (ppm)	14.5 (5.7)	14.3 (0.8)
	K (%)	3.82 (0.21)	4.25 (0.33)
	A (μWm^{-3})	3.14 (0.52)	3.19 (0.10)
Granites Luzy	N	31	4
	U (ppm)	7.4 (5.7)	7.5 (4.6)
	Th (ppm)	35.7 (39.0)	25.3 (6.5)
	K (%)	4.01 (0.42)	3.72 (0.23)
	A (μWm^{-3})	4.83 (4.10)	4.09 (1.66)

Suivant les proportions de chacune de ces formes, les échantillons sont plus ou moins affectés par l'altération superficielle. Ainsi, les leucogranites du Limousin riches en uraninite sont très affectés, alors que les roches métamorphiques (gneiss, granulites) où l'uranium est essentiellement sous la forme 1 ou 2 (Dostal et Capedri, 1978) sont très peu affectés.

Une approche pratique du phénomène consiste à comparer les teneurs des échantillons prélevés en profondeur (forages) hors de la zone d'altération météorique avec les échantillons de surface. Dans un certain nombre de sites du Massif Central, on peut faire cette comparaison (Table 2). Il s'avère que la production de chaleur est affectée d'une sous-estimation de 50 % pour les leucogranites du Limousin et de 10 % pour les granites à biotite. L'utilisation d'un échantillonnage sur boules granitiques est à exclure (cas du granite d'Esse, dernière ligne de la Table 2). Dans les résultats ultérieurement proposés, les effets de l'altération seront corrigés dans la mesure du possible, c'est-à-dire lorsque la comparaison avec des échantillons de forage est possible ou qu'une distribution bimodale apparaît visiblement. Sinon il faudra envisager une sous-estimation possible pour les granites à biotite de 10 % et probablement beaucoup plus pour les leucogranites.

Table 2

Comparaison des échantillons prélevés en surface et de ceux prélevés en forage. Pour le granite d'Esse, la comparaison se fait entre boules granitiques et échantillons de carrière. Les données sur les leucogranites de St. Sylvestre, Chateauponsac et du granite de la Brâme proviennent de Ranchin (1971).

		Echantillons de surface	Echantillons de forage
Margeride (Estables)	N	3	7
	U	3.3 (0.2)	5.7 (1.0)
Granite à biotite,	Th	23.8 (3.1)	23.5 (5.2)
faciès sombre	K	4.27 (0.33)	4.56 (0.42)
	A	2.96	3.47
Mayet de Montagne	N	39	9
	U	8.2 (1.7)	10.7 (1.7)
Granite à biotite	Th	37.6 (3.1)	35.2 (4.8)
	K	4.11 (0.22)	4.00 (0.51)
	A	5.21	5.66
Montagne de Blond	N	7	
	U	13.1 (7.0)	20.6 (3.4)
Leucogranite	Th	14.6 (9.1)	18.91
	K	3.50 (0.32)	3.22 (0.29)
	A	4.77	6.99
Saint Sylvestre	N		
	U	8.5 (2.9)	23.3
Leucogranite	Th	17.3	18.35
	K	4.26 (0.25)	4.04
	A	3.9	4.77
Brâme	N	10	
	U	6.91	14.9
(Granite orienté	Th	23.0	12.7
à biotite)	K	3.85	
	A	3.80	5.1
Chateauponsac	N		
	U	8.1	18.2
Leucogranite	Th	15.7	8.7
	K		
	A	3.6	5.75
Esse	N	3	2
	U	3.2 (1.0)	14.8 (1.6)
Granite à biotite	Th	16.6 (3.3)	23.5 (2.3)
	K	2.96 (0.41)	4.70 (0.79)
	A	2.38 (0.59)	5.95 (0.50)

4. Résultats – Production de chaleur des différents types de roches crustales

Compte-tenu des connaissances sur la composition générale de la croûte et des informations sismiques décrites dans le paragraphe 2, la croûte peut être divisée en trois parties qui peuvent s'interpénétrer.

1) croûte inférieure granulitique,

2) croûte moyenne formée de roches anatectiques,

3) croûte supérieure caractérisée par la présence de granites et de roches métamorphiques.

Des échantillons représentatifs de chacune de ces zones ont été analysés.

4.1. Croûte inférieure

Il s'agit de roches granulitiques de haute pression rétromorphosées dans un faciès de pression moyenne. Ces roches sont généralement très appauvries en éléments radioactifs (Lambert et Heier, 1967 ; Lambert et Heier, 1968).

D'une manière générale, les teneurs en éléments radioactifs dans les granulites augmentent avec la teneur en silice : nous adopterons donc une classification en trois groupes ($SiO_2 > 65\ \%$, $65\ \% > SiO_2 > 55\ \%$, $SiO_2 < 55\ \%$).

Les échantillons analysés proviennent soit de roches affleurant dans le Haut Allier, soit d'enclaves remontées par les volcans plioquaternaires (Velay, Languedoc, Coirons, Cantal, Chaîne des Puys). Pour un même type de roche, aucune variation significative des teneurs en éléments radioactifs n'est à noter entre les roches à l'affleurement et les enclaves.

La table 3 synthétise l'ensemble des résultats. Les roches intermédiaires d'origine sédimentaire semblent plus riches en éléments radioactifs que les roches d'origine plutonique, et ce, indépendamment de la teneur en silice. Ceci est particulièrement net pour les GKK. Compte-tenu du modèle géologique de croûte inférieure décrit au paragraphe précédent, nous sommes donc en mesure de proposer les valeurs suivantes :

- croûte de type 1 (Limousin)
  - croûte intermédiaire ($V_P \sim 6.3$ km/s) (type GKK) $A = 1.9\ \mu Wm^{-3}$
  - base de la croûte ($V_P \sim 7.1$ km/s) (Charnockites) $A = 0.3\ \mu Wm^{-3}$.
- croûte de type 2
  - Morvan, Cevennes, Margeride ($V_P = 6.2$ à 6.4 km/s) (type GKK), $A = 1.9\ \mu Wm^{-3}$.
  - Velay, Lyonnais, Charollais, Forez ($V_P = 6.5$ à 6.9 km/s) (type Bournac avec les proportions rencontrées dans les enclaves cf. Table 3) $A = 0.8\ \mu Wm^{-3}$.

Les valeurs ainsi proposées sont en bon accord avec la relation production de chaleur – vitesse des ondes P proposée par Rybach (1979).

4.2. Croûte moyenne

Située au-dessus du réflecteur sismique intermédiaire, cette croûte moyenne correspond à un matériel migmatitique (anatexites, orthogneiss).

La table 4 montre que les valeurs obtenues sont très homogènes, les orthogneiss semblant relativement plus riches en uranium toutefois que les anatexites. La valeur moyenne des anatexites provenant de différents points du Massif Central (Limousin, Morvan, Bourbonnais, Haut Allier, Lyonnais, Velay) est $2\ \mu Wm^{-3} \pm 0.4$.

Deux générations d'orthogneiss (au moins) ont intrudé le vieux socle précambrien : une génération au Cambrien moyen et supérieur représentée par des orthogneiss à affinité calco-alcaline granodioritique (Thaurion faciès œillé, Mulatet, Yzeron) et leucogranitique (Thaurion faciès isogranulaire et Lanneau). La génération ordovicienne et silurienne est représentée par un magmatisme à tendance plus alcaline (Didier et Lameyre, 1980).

Aucune variation significative de teneurs n'existe entre ces deux générations. La valeur moyenne de la production de chaleur pour ces orthogneiss est de $2.5\ \mu Wm^{-3} \pm 1.0$. Nous prendrons donc comme valeur pour la "croûte moyenne" la valeur de $2.25\ \mu Wm^{-3}$ moyenne des gneiss à cordiérite et des orthogneiss, peu différente de celle proposée par Smithson et Decker (1974) pour les Etats Unis ($2.37\ \mu Wm^{-3}$).

4.3. Croûte supérieure

Cette zone ne se distingue pas sismiquement, du moins dans les études du type Grands Profils Sismiques de la précédente. A l'affleurement, 50 % des roches sont des granitoïdes hercyniens, 25 % des anatexites et des orthogneiss et 25 % des roches moins métamorphiques (schistes et paragneiss) (Fig. 2). Les teneurs en éléments radioactifs des schistes et des paragneiss sont sensiblement les mêmes que celles des anatexites (Table 4).

Les teneurs des granitoïdes varient par contre dans des gammes importantes (2 à 20 ppm pour l'uranium, 10 à 40 ppm pour le thorium). Nous distinguerons quatre classes de granitoïdes, suivant leurs teneurs en éléments radioactifs (Table 5).

1) (Table 5a). Il s'agit des orthogneiss dont les valeurs moyennes varient autour de 4 ppm pour l'uranium, 16 ppm pour le thorium et de $2.5\ \mu Wm^{-3}$ pour la production de chaleur. Les diatexites du Thaurion qui proviennent de l'anatexie des orthogneiss du Thaurion, ainsi que les leucogranites de St. Mathieu dans le Limousin, dont les teneurs en thorium sont particulière-

Table 3

Valeurs en uranium, thorium, potassium et production de chaleur des granulites. Les échantillons de Bournac et les fréquences de chaque type de roche proviennent de Dupuy *et al.* (1979).

	ROCHES ACIDES $SiO_2 > 65$ %		ROCHES INTERMEDIAIRES 65 % $> SiO_2 >$ 55 %									ROCHES BASIQUES $SiO_2 < 55$ %					
			GKK				Roches méta.			Roches ortho.							
Roches de Surface	Lepty-nites Haut Allier		Haut Allier				Haut Allier					Amphi-bolites Haut Allier	Granu-lites				
Enclaves		Bournac		Bournac	Langue-doc	Cantal		Cantal	Bournac	Puys	Bournac			Bournac	Coirons	Cantal	Langue-doc
U (ppm)	0.65 (0.13)	0.53	2.28 (0.75)	1.24	2.1	2.2	1.4	0.9	0.6	0.3 (0.1)	0.43	0.6	0.3	0.43	0.9 (0.7)	0.2	1.0 (0.9)
Th (ppm)	11.1 (1.8)	6.3	16.0 (1.3)	18.9	16.9	11.8	4.2	4.7	6.0	0.3 (0.2)	1.5	0.9	1.0	1.5	0.4 (0.1)	0.1	0.3 (0.2)
K (%)	4.01 (0.48)	3.54	2.71 (0.61)	2.35	2.49	1.74	0.51	2.91	1.84	1.89 (1.04)	1.09	0.92	0.80	1.09	0.21 (0.02)	0.30	1.89 (1.04)
A (μWm^{-3})	1.34 (0.12)	0.93	1.99 (0.35)	1.89	2.01	1.58	0.70	0.84	0.76	0.30 (0.12)	0.32	0.29	0.24	0.32	0.30 (0.20)	0.1	0.46 (0.38)
n	3	3	2	9	1	1	1	1	5	2	5	9	8	25	2	1	2
Fréquence % d'apparition dans les enclaves du Velay	5 %		20 %				15 %			10 %		50 %					
Moyenne U (ppm)	0.59		1.56				0.68			0.39		0.49					
Moyenne Th (ppm)	9.7		17.7				5.8			1.1		1.3					
Moyenne K (%)	3.78		2.37				1.83			1.32		0.96					
Moyenne A (μWm^{-3})	1.21		1.89				0.76			0.31		0.31					

Table 4

Valeurs en uranium, thorium, potassium et production de chaleur des gneiss du Massif Central.

Anatexites

	n	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Limousin	9	3.1 (0.8)	13.1 (2.8)	3.21 (0.24)	2.07 (0.36)
Morvan	9	2.7	12.6	3.7	1.97
Bourbonnais	2	2.5 (0.5)	14.0 (0.0)	2.82 (0.51)	1.97 (0.08)
Haut Allier	2	1.2 (0.4)	19.0 (7.1)	2.36 (0.22)	1.88
Lyonnais	1	2.1	15.2	3.28	1.95
Velay	12	2.2	12.9	2.5	1.75

Orthogneiss du Cambrien

	Age (M.a.)	N	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Thaurion	532 ± 20	6	3.3 (2.5)	12.9 (3.5)	3.64 (0.62)	2.11 (0.73)
Mulatet	535 ± 21	5	4.1 (1.2)	12.2 (2.6)	3.55 (1.11)	2.26 (0.36)
Yzeron	502 ± 7	3	4.6 (2.5)	10.0 (0.6)	4.27 (0.29)	2.32 (0.67)
Thaurion f.c.	521 ± 12	4	3.9 (0.6)	10.9 (1.5)	3.23 (0.42)	2.09 (0.17)
Lanneau	501 ± 16	3	5.4 (0.8)	10.9 (1.9)	4.51 (0.64)	2.60 (0.24)

Orthogneiss du Silurien

	Age (M.a.)	N	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Meuzac	448 ± 9	5	2.5 (0.7)	13.7 (3.2)	2.96 (0.62)	1.91 (0.41)
Chateauneuf	484 ± 21	4	3.1 (0.6)	12.9 (4.1)	3.74 (0.39)	2.07 (0.41)
Thaurion	463 ± 12	4	4.5 (1.0)	19.2 (0.8)	4.05 (0.08)	2.93 (0.31)
Celoux	406 ± 20	1	1.7	7.4	3.27	1.27

Paragneiss et schistes épizonaux

	n	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Shistes verts	3	1.8 (0.2)	8.1 (1.3)	2.24 (0.37)	1.26 (0.18)
Shistes à séricite chlorite	1	2.5	18.0	3.15	2.23
Micashistes à 2 micas	3	2.0 (0.5)	13.4 (3.0)	2.62 (0.90)	1.72 (0.42)
Gneiss à deux micas	3	2.1 (0.2)	15.1 (0.8)	2.11 (1.13)	1.83 (0.16)
Gneiss à biotite sillimanite	4	3.1 (0.5)	18.2 (6.5)	2.55 (1.34)	2.34 (0.48)

Table 5

Valeurs en uranium, thorium, potassium et production de chaleurs des granitoïdes du Massif Central. Les moyennes dans les classes I à IV sont :

a) Classe I U = 4 ppm Th = 16 ppm K = 3.8 % A = 2.5 μWm^{-3} Th/U = 3.9
b) Classe II U = 5 ppm Th = 19 ppm K = 3.7 % A = 3.0 μWm^{-3} Th/U = 4.0
c) Classe III U = 8 ppm Th = 35 ppm K = 4.2 % A = 4.9 μWm^{-3} Th/U = 5.4
d) Classe IV U = 4 à 24 ppm Th = 16 ppm K = 3.9 % A = 2.5 à 7.5 μWm^{-3} Th/U = 1 à 4

Les astérisques indiquent les valeurs corrigées pour l'altération. Les R indiquent les données provenant de Ranchin (1971).
Les chiffres (1) à (6) se rapportent aux paramètres suivants :
(1) N ; (2) Uranium en ppm ; (3) Thorium en ppm ; (4) Potassium en % ; (5) Production de chaleur en μWm^{-3} ; (6) Age en Ma.

Table 5a	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin						
Mulatet	5	4.1 (1.2)	12.2 (2.6)	3.55 (1.11)	2.26 (0.36)	535 (21)
Thaurion (faciès œillé)	6	3.3 (2.5)	12.9 (3.5)	3.64 (0.62)	2.11 (0.73)	532 (20)
Thaurion (faciès isogranulaire)	4	3.9 (0.6)	10.9 (1.5)	3.23 (0.42)	2.09 (0.17)	523 (12)
Lanneau	3	5.4 (0.8)	10.9 (1.9)	4.51 (0.64)	2.60 (0.24)	501 (16)
Chateauneuf	4	3.1 (0.6)	12.9 (4.1)	3.74 (0.39)	2.07 (0.41)	484 (21)
Thaurion (leptynite)	4	4.5 (1.0)	19.2 (0.8)	4.05 (0.08)	2.93 (0.31)	463 (24)
Meuzac	4	2.5 (0.7)	13.7 (3.2)	2.96 (0.62)	1.91 (0.41)	448 (9)
Thaurion (diatexites)	3	4.1 (0.8)	20.0 (4.3)	4.11 (0.23)	2.86 (0.52)	362 (6)
Leucogranite de St. Mathieu	3	3.5 (0.9)	3.0 (0.7)	3.75 (0.05)	1.48 (0.27)	315
Moyenne	*38*	*4.3 (4.1)*	*14.4 (5.0)*	*3.63 (0.82)*	*2.50 (1.11)*	
Morvan						
Crescent	4	4.0 (3.0)	20.5 (2.6)	4.20 (0.60)	2.90 (0.86)	
Bois de Tintry	3	2.4 (0.2)	26.9 (13.4)	4.62 (0.53)	2.99 (1.05)	
Moyenne	*7*	*3.3*	*23.2*	*4.38*	*2.94*	
Lyonnais (Yseron)	3	4.5 (2.2)	10.4 (0.9)	4.03 (0.48)	2.28 (0.59)	502 (7)
Haut Allier						
Massiac	3	1.5 (0.2)	19.6 (6.8)	3.54 (0.54)	2.13 (0.45)	406 (20)
Celoux	1	1.7	7.4	3.27	1.27	
Moyenne	*4*	*1.6*	*16.6*	*3.47*	*1.92*	

Table 5b	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin						
Guéret	27	6.2* (1.4)	20.1 (3.0)	3.52 (0.30)	3.35*(0.35)	355 (10)
Cieux-Vaulry - St. Junien	5	6.4 (2.7)	16.8 (5.9)	3.79 (0.42)	3.22 (0.70)	352
Aureil	9	6.4 (2.5)	15.3 (5.7)	3.65 (0.15)	3.11 (0.79)	346
Millevaches	8	5.6 (1.9)	22.0 (6.5)	4.14 (0.48)	3.41 (0.44)	327
Piegut Pluviers	5	4.3 (1.3)	19.0 (4.5)	3.04 (0.33)	2.76 (0.53)	315
Moyenne	*54*	*5.4 (1.9)*	*19.2 (5.1)*	*3.61 (0.43)*	*3.10 (0.54)*	

Lyonnais						
Montagny	4	4.5 (0.4)	16.1 (0.9)	2.76 (0.75)	2.58 (0.90)	
St. Héand	1	3.2	23.8	3.29	2.85	
Charbonnière	1	4.6	10.4	3.01	2.23	
Moyenne	*6*	*4.3 (0.6)*	*16.4 (3.9)*	*2.88 (0.56)*	*2.56 (0.19)*	
Morvan (Gien s/Cure)	4	5.5 (0.5)	22.0 (2.9)	4.03 (0.34)	3.38 (0.34)	345
Margeride						
Faciès clair	4	6.1 (3.6)	11.1 (1.5)	3.52 (0.11)	2.71 (0.85)	
Faciès moyen	4	3.4 (0.5)	15.7 (0.5)	3.57 (0.30)	2.33 (0.27)	
Faciès sombre	11	5.3* (1.6)	25.3 (10.6)	4.73 (0.91)	3.61* (1.13)	
Moyenne	*19*	*5.0 (2.3)*	*20.3 (10.2)*	*4.23 (0.91)*	*3.15 (1.10)*	*323*
Lozère						
Faciès à biotite	4	4.1 (1.9)	21.0 (7.7)	4.53 (0.40)	2.99 (0.63)	
Granite du Pont de Monvert	3	5.2 (1.4)	24.4 (4.0)	4.00 (0.21)	3.47 (0.67)	
Granite de la Borne	3	5.4 (1.0)	22.4 (2.2)	4.10 (0.36)	3.39 (0.44)	
Moyenne	*10*	*4.8 (1.6)*	*22.4 (5.7)*	*4.24 (0.41)*	*3.25 (0.63)*	*293*

Table 5c	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Montagne Bourbonnaise						
Mayet de M. (γ porph.)	48	8.1 (2.6)	36.8 (6.4)	4.12 (0.29)	5.11 (0.82)	320
St. Julien (γ porph.)	33	4.4 (1.2)	29.7 (6.7)	4.22 (0.18)	3.64 (0.85)	346
Bois Noirs (γ equi.)	10	7.1 (2.2)	27.0 (5.7)	3.69 (0.26)	4.11 (0.77)	
Bois Noirs (γ grains fins)	50	7.2 (3.3)	37.0 (8.6)	4.22 (0.26)	4.91 (0.91)	
Bois Noirs (Zone Sud)	29	5.0 (1.4)	39.1 (8.0)	4.40 (0.29)	4.51 (0.86)	
Monts de la Madeleine	41	6.9 (2.7)	36.1 (6.8)	4.46 (0.31)	4.78 (0.78)	
Moyenne	*280*	*7.2 (3.2)*	*36.5 (9.3)*	*4.21 (0.42)*	*4.86 (1.13)*	
Morvan						
Batholite des Settons	36	6.1 (3.3)	29.7 (13.3)	4.23 (0.38)	4.10 (1.14)	
Batholite de Luzy	31	7.4 (5.6)	35.7 (39.0)	4.01 (0.42)	4.83 (4.10)	
Moyenne	*67*	*6.7 (4.6)*	*32.4 (28.5)*	*4.14 (0.46)*	*4.44 (2.93)*	
Tournon	7	8.7 (4.0)	35.6 (9.0)	4.44 (0.37)	5.21 (1.26)	336
Charollais						
St. Laurent de Cham.	4	7.8 (1.4)	36.4 (5.0)	3.73 (0.16)	4.94 (0.71)	
St. Maurice Chateaun.	6	13.8 (8.9)	39.2 (8.9)	4.01 (0.14)	5.74 (1.72)	
Moyenne	*9*	*8.9 (3.7)*	*39.8 (8.7)*	*3.89 (0.21)*	*5.50 (1.49)*	
Limousin						
Esse-Hiesse-Confolens	2	14.8 (1.6)	23.5 (2.3)	4.70 (0.79)	5.95 (0.50)	315
Chirac	1	11.3	31.5	3.52	5.52	
Moyenne	*3*	*13.6 (2.1)*	*26.1 (4.2)*	*4.30 (0.84)*	*5.80 (0.45)*	

Aigoual						
Nord Aigoual	2	6.3 (0.8)	29.7 (2.3)	3.9	4.12 (0.04)	
Liron	2	7.5 (0.1)	34.6 (0.7)	3.7	4.75 (0.07)	
Faciès hétérogène	1	6.8	33.3	3.8	4.49	
St. Guiral	3	8.4 (0.4)	29.6 (0.5)	3.7	4.65 (0.06)	
Moyenne	*8*	*7.5 (1.0)*	*31.4 (2.5)*	*3.76 (0.08)*	*4.52 (0.25)*	*298*

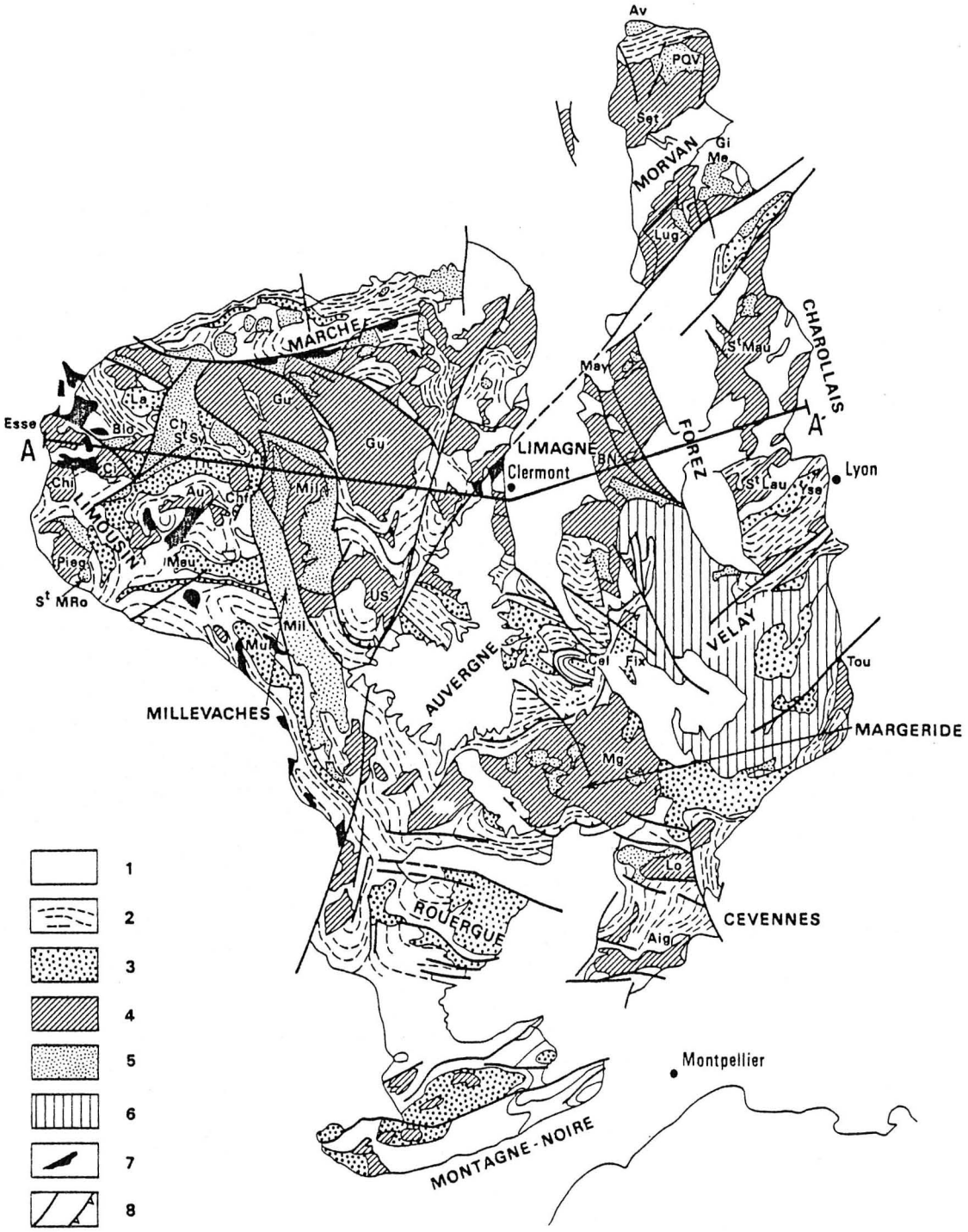
Table 5d	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Limousin Leucogranites						
Brame R		14.9*	12.7*		5.1*	360
Chateauponsac R		18.2*	8.7*		5.75*	348
Millevaches	11	10.9 (3.7)	19.7 (15.2)	4.20 (0.36)	4.63 (1.22)	327 (7)
St. Sylvestre R		23.3*	18.3*	4.04	7.77*	
Blond		20.0*	18.9*	3.22	6.99*	326 (15)
Marche	128	5.7 (2.4)	13.5 (4.0)	3.70 (0.34)	2.78	
Limousin granites à biotite						
Le Souterraine	6	8.7 (3.0)	14.3 (3.6)	3.80 (0.16)	3.63 (0.56)	
Chanon	50	7.3 (3.9)	12.6 (12.1)	3.58 (0.77)	3.14 (1.31)	
Ladapeyre	9	13.0 (14.9)	16.9 (7.4)	4.15 (0.52)	4.97 (3.92)	
Moyenne	*65*	*8.2 (6.9)*	*13.3 (11.1)*	*3.68 (0.73)*	*3.43 (0.56)*	
Morvan						
Pierre qui Vire	10	6.8 (1.6)	14.5 (5.2)	4.26 (0.34)	3.15 (0.46)	
Mesvres	4	7.7 (4.9)	10.6 (11.4)	4.37 (0.46)	3.16 (1.36)	
Avallon-Semur	3	7.0 (1.6)	17.7 (3.9)	4.20 (0.17)	3.47 (0.29)	
Moyenne	*17*	*7.0 (2.8)*	*14.1 (7.3)*	*4.07 (0.38)*	*3.21 (0.77)*	
Velay						
Granite à biotite	3	2.9 (0.9)	16.7 (6.5)	3.20 (0.57)	2.23 (0.68)	
Granite à cordiérite	5	4.6 (1.8)	17.5 (5.6)	3.05 (0.55)	2.72 (0.68)	
Leucogranite	1	7.5	12.3	4.3	3.26	
Moyenne	*8*	*3.9 (1.7)*	*17.2 (6.0)*	*3.10 (0.57)*	*2.53 (0.68)*	
Lozère leucogranite	5	3.6 (0.5)	11.4 (4.6)	4.42 (0.24)	2.16 (0.44)	
Margeride	1	8.5	16.3	4.50	3.79	

ment faibles et qui proviendraient également de l'anatexie d'orthogneiss (Duthou, 1977) se rattachent à cette classe.

2) (Table 5b). Cette classe regroupe différents granites à biotite, légèrement plus enrichis en éléments radioactifs que les orthogneiss, dont les valeurs moyennes varient autour de 5 ppm pour l'uranium, 19 ppm pour le thorium et 3.0 μWm^{-3} pour la production de chaleur.

On y trouve les monzogranites du Limousin (Guéret, Aureil, Vaulry, Cieux, St. Junien, Millevaches), les granodiorites porphyroïdes de la Margeride, de Piégut Pluviers (en Limousin), de Gien sur Cure, du Mont Lozère et les granites du Lyonnais (Salt en Donzy, St. Galmier, Charbonnière).

3) (Table 5c). Cette classe comprend, comme la précédente, des granites à biotite, mais dont les valeurs moyennes sont plus fortes que précédemment : 8 ppm pour l'uranium, 35 ppm pour le thorium et 4.9 μWm^{-3}


Av
PQV
Sgt
MORVAN
Gi
Me
Lug
CHAROLLAIS
St Mau
Mey
MARCHE
Esse
A
La
Gu
Bio
Ch
St Sy
Gu
LIMAGNE
Clermont
BN
FOREZ
A'
Lyon
St Lau
Vse
Chj
Ci
Au
Chr
Mi
LIMOUSIN
Pleg
Meu
St MRo
Us
Mil
Mu
VELAY
Tou
AUVERGNE
Cel
Fix
MILLEVACHES
MARGERIDE
Mg
Lo
ROUERGUE
CEVENNES
Aig
Montpellier
MONTAGNE-NOIRE
1
2
3
4
5
6
7
8

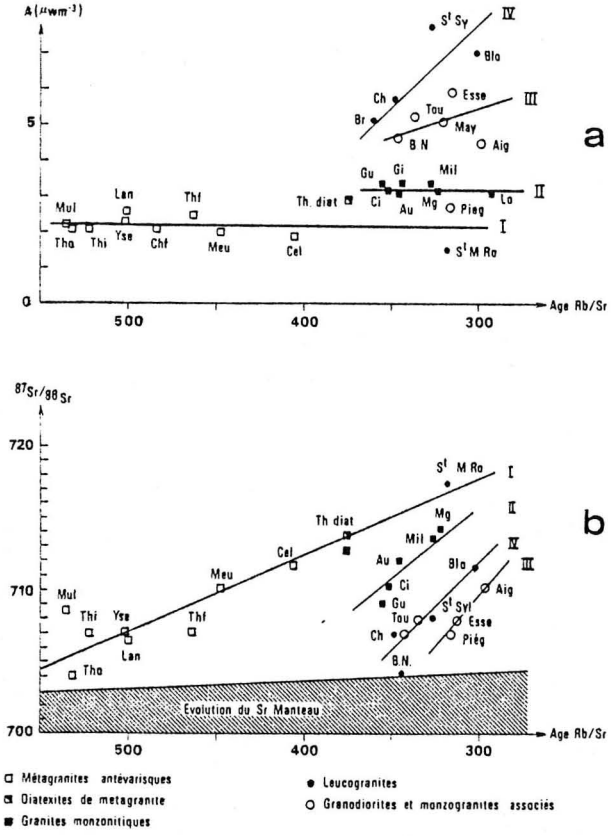


Fig. 3

a) Diagramme âge Rb/Sr ; Production de chaleur. b) Diagramme âge Rb/Sr ; $^{87}Sr/^{86}Sr$ d'après Didier et Lameyre (1980). Les groupes I, II, III et IV correspondent aux 4 classes distinguées dans le texte et sur les tables 5a, 5b, 5c et 5d.

pour la production de chaleur. On y trouve les monzogranites subalcalins du Forez (Mayet, Bois Noirs) et du Charollais (St. Laurent-Chamousset, St. Maurice de Chateauneuf) ainsi que les granodiorites d'Esse, Chirac, en Limousin, de l'Aigoual, de Tournon et du Morvan.

4) (Table 5d). Cette classe comprend l'ensemble des granites subautochtones (leucogranites, granites d'anatexie du Velay). Les teneurs en thorium sont les mêmes que pour les orthogneiss. Par contre, les teneurs en uranium varient considérablement (de 4 à 22 ppm) ce qui montre bien l'importance et la complexité des phénomènes associés à la phase deutérique dans ce type de matériel.

Le potassium est stable dans les classes 1, 2 et 4 (3.8, 3.7 et 3.9 %) mais la valeur est sensiblement plus élevée pour la classe 3 (4.2 %).

Les rapports Th/U sont les mêmes pour les classes 1 et 2 (environ 4) alors qu'ils sont supérieurs à 5 pour la classe 3 et inférieur à 3 pour la classe 4 (certains leucogranites ont un rapport voisin de 1).

Cette classification à partir des teneurs en éléments radioactifs des granitoïdes permet de retrouver, à quelques exceptions près qui peuvent être dues à l'altération des échantillons considérés, l'originalité géochimique des quatre familles proposées par Didier et Lameyre (1980) à partir d'un diagramme donnant le rapport initial du strontium en fonction de l'âge rubidium-strontium (Fig. 3b). La figure 3a, qui exprime la production de chaleur en fonction de l'âge rubidium-strontium, permet de visualiser l'originalité des quatre familles quant à leurs teneurs en éléments radioactifs. L'enrichissement de la croûte supérieure n'est vraiment net que pour la famille des granitoïdes et monzogra-

Fig. 2

Carte géologique du Massif Central français d'après Didier et Lameyre (1980).

1) Terrains volcaniques ou sédimentaires
2) Socle métamorphique
3) Orthogneiss
4) Granites à biotite hercyniens
5) Leucogranites hercyniens
6) Granite du Velay
7) Diorites
8) Failles, chevauchements

Plan de position des granitoïdes :

- Orthogneiss : Mulatet Mul; Thaurion Th; Yseron Yse; Lanneau La; Chateauneuf Chf; Massiac Celoux Cel; Fix Fix; Meuzac Meu
- Granites à biotite : Settons Set; Gien sur Cure Gi; Luzy Luz; St. Maurice Chateauneuf St Mau; Mayet May; Bois Noirs BN; St. Laurent Chamousset St Lau; Tournon Tou; Margeride Mg; Aiguoual Aig; Guéret Gu; Ussel Us; Millevaches Mil; Esse-Hiesse Esse; Piegut Pluviers Pieg; Aureil Au; Vaulry Cieux St Junien Ci; Chirac Chi; Lozère Lo
- Leucogranites : Blond Blo; Chateauponsac Ch; Brâme Bra; St Sylvestre St Sy; Millevaches Mil; Avallon Av; Pierre qui Vire PQV; Mesvre Me

nites associés, et celle des leucogranites. La comparaison avec les données de flux de chaleur mesuré en surface permettra d'évaluer l'importance de ces enrichissements.

5. Régime thermique dans la croûte du Massif Central

5.1. Comparaison locale entre le flux de chaleur et la production de chaleur de surface

Il est usuel, dans la plupart des études sur le flux de chaleur, de relier ce paramètre, q_0, à la production de chaleur des roches de surfaces, A_0, par une relation :

$$q_0 = q_r + DA_0$$

(Roy *et al.*, 1968 ; Lachenbruch, 1970)

q_r est appelé flux réduit et représente la valeur du flux de chaleur à la base de la zone enrichie en éléments radioactifs et l'épaisseur D.

Cette relation empirique a été observée en de nombreux endroits au monde (Vitorello et Pollack, 1980), mais ne s'applique absolument pas au Massif Central (Fig. 4). Les granites très enrichis du Forez, du Morvan ou les leucogranites du Limousin ne présentent pas d'augmentation significative du flux de chaleur. En fait, comme des arguments géologiques (Didier et Lameyre, 1980) ou géophysiques (Pluvilland, 1978, Bayer, comm. pers.) le laissent prévoir, ces granites fortement enrichis sont très peu épais (quelques kilomètres au maximum) et la surcontribution de flux qu'ils provoquent est inférieure à l'erreur sur la mesure de flux (~ 10 mWm^{-2}).

La variation du flux de chaleur à l'échelle régionale observée dans une étude précédente (Lucazeau *et al.*, 1981) ne peut donc être reliée à un enrichissement superficiel différentiel.

5.2. Etude régionale du flux réduit

Nous avons distingué huit zones du Massif Central afin de rendre compte des différents types de croûte observés et des variations du flux de chaleur en surface. Pour chacune de ces zones, on propose, compte-tenu des études précédentes, un modèle de production de chaleur en fonction de la profondeur $A(z)$. La différence entre le flux observé en surface q_0 et la production de chaleur intégrée sur l'épaisseur de la croûte permet d'évaluer la composante non crustale du flux de chaleur.

1) Ouest Limousin : cette région située à l'Ouest de la faille d'Argentat est caractérisée par une épaisseur de la croûte de 32 km. Le flux de chaleur en surface est de 117 mWm^{-2}. Les granites semblent peu épais (exemple : granite de Blond ~ 1 km (Pluvilland, 1978)) et nous leur donnerons une épaisseur moyenne arbitraire de 3 km qui parait raisonnable. Le flux d'origine non crustale est alors de 46 mWm^{-2}.

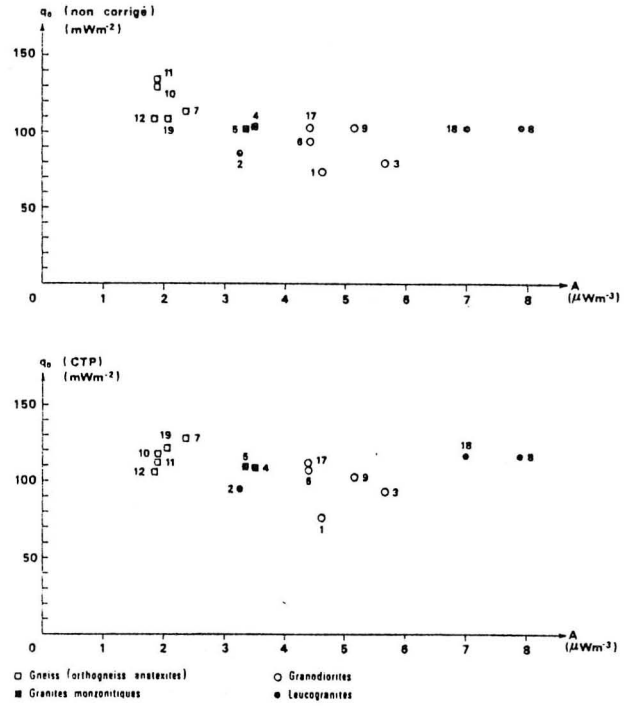


Fig. 4

Diagramme flux de chaleur en surface / Production de chaleur
1) Bac de Montmeyre (Chaîne des Puys) ; 2) Bournac (Velay) ; 3) Mayet de Montagne (Bourbonnais) ; 4) Estables (Margeride) ; 5) Ussel (Limousin) ; 6) Corbigny (Morvan) ; 7) Le Four (Limousin) ; 8) St. Léger (Limousin) ; 9) St. Priest (Bourbonnais) ; 10) Massiac (Haut Allier) ; 11) Puy Mary (Cantal) ; 12) Requista (Rouergue) ; 17) Guipy (Morvan) ; 18) Blond (Limousin) ; 19) St. Yriex (Limousin) ; Sur le diagramme du haut, les valeurs du flux q_0 ne sont pas corrigées ; sur le diagramme du bas, elles sont corrigées pour les effets topographiques et paléoclimatiques.

2) Est Limousin : Cette région, comprise entre la faille d'Argentat et le Sillon Houiller a une croûte moins épaisse que la précédente (30 km). L'épaisseur de la première couche sismique y est également plus faible. Le flux de chaleur peut être estimé à 119 mWm^{-2} (moyenne des valeurs d'Ussel : 109 et du Four : 128). Le flux de chaleur d'origine non crustale est de 49 mWm^{-2}.

3) Limagnes ; Volcans : Cette région est caractérisée par une croûte peu épaisse (24 km) surmontant un manteau anormal du point de vue sismique. Le flux de chaleur est élevé (110 à 120 mWm^{-2}) et la composante non crustale est donc particulièrement forte (60 à 70 mWm^{-2}).

4) Morvan : Cette région, à la limite du manteau anormal, est caractérisé par un fort pendage du Moho (Perrier et Ruegg, 1973). Le flux de chaleur dans cette région granitique est de 97 mWm^{-2}. Le flux d'origine

non crustale varie entre 31 et 41 mWm^{-2} suivant l'épaisseur crustale choisie.

5) Forez : Cette région est caractérisée par une croûte de 27 km surmontant un manteau anormal. Le flux de chaleur est de 98 mWm^{-2}. Le flux non crustal est de 48 mWm^{-2}.

6) Velay : L'épaisseur du granite du Velay a été déterminée structuralement (Dupuy *et al.*, 1979). Le flux de chaleur a été déterminé à Bournac et interprété par Daignières et Vasseur (1979). L'interprétation ici n'est guère différente : le flux a été corrigé des effets topographiques et paléoclimatiques ($q_0 = 95$ mWm^{-2}) et la production de chaleur des migmatites a été augmentée. Le flux d'origine non crustale est alors de 33.5 mWm^{-2}.

7) Margeride : Comme le Morvan, la Margeride se situe en bordure de la zone à manteau anormal et est caractérisée par un pendage du Moho (26 à 30 km). L'épaisseur du granite dans la région où le flux de chaleur a été déterminé (Estables $q_0 = 109$ mWm^{-2}) est de 5 km (Aghshahi, 1979 ; Petrequin, 1979). Le flux non crustal varie entre 39 et 49 mWm^{-2} suivant l'épaisseur crustale.

8) Cévennes : Aucune mesure de flux sur les formations cristallines n'est pour le moment disponible. Seules des valeurs sur le sédimentaire ayant parfois atteint le socle donnent une valeur moyenne de 98 mWm^{-2}. La croûte est normale et son épaisseur est de 30 km environ. Le flux d'origine non crustale est de 35 mWm^{-2}.

Les modèles de croûte pour ces différentes régions sont rassemblés sur la figure 5. Les variations du flux

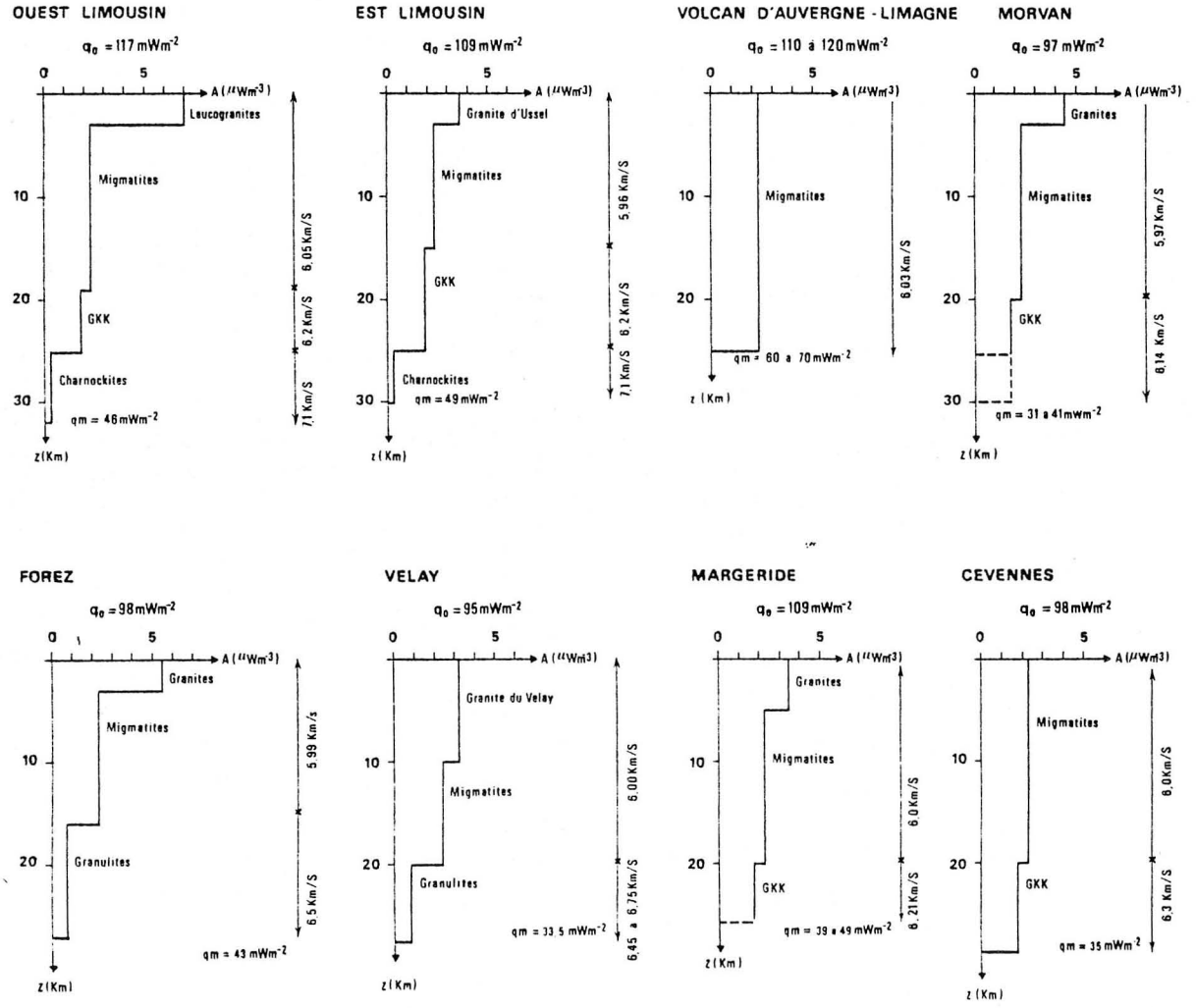


Fig. 5

Modèles crustaux pour 8 régions du Massif Central. Les valeurs du flux sont corrigées des effets topographiques et climatiques. Pour chaque région, on précise la succession des vitesses sismiques observées, le modèle crustal et le profil de production de chaleur, en fonction de la profondeur. q_0 et q_m sont respectivement le flux en surface et le flux d'origine non crustale.

non crustal ne font qu'accentuer les variations observées sur le flux de surface, avec un déplacement du maximum sur la région des volcans d'Auvergne et du Sillon Houiller. Dans cette dernière zone, le flux d'origine non crustale atteindrait des valeurs particulièrement élevées, comparables à celles que l'on rencontre dans certaines zones tectoniques en extension (Basin and Range (U.S.A.) : 69 mWm^{-2} ; Sud Est de l'Australie : 57 mWm^{-2}) (Vitorello et Pollack, 1980).

5.3. Modèle thermique stationnaire à deux dimensions

Les variations latérales du flux ainsi que divers paramètres thermiques s'accompagnent d'une variation latérale du champ de température que l'on peut évaluer sur un modèle à deux dimensions dans l'hypothèse où le régime stationnaire est atteint. La coupe crustale proposée est grossièrement Ouest Est et prend en compte les trois types de structure crustale observés (AA', Fig. 1).

L'équation de la chaleur stationnaire à deux dimensions est résolue par une méthode numérique d'éléments finis (66 x 33 nœuds) dans un domaine de 325 x 32 km^2 (Fig. 6). Les conditions aux limites sont les suivantes :

– température fixée en surface (14°C),

– flux horizontal nul sur les bords verticaux,

– flux vertical à la base (32 km de profondeur) correspondant à la différence entre le flux de chaleur observé en surface et la production de chaleur intégrée (cf. Fig. 6).

Les paramètres thermiques (production de chaleur et conductivité thermique) correspondent à la discussion précédente :

– la profondeur des granites, ainsi que des remplissages sédimentaires des grabens est fixée à 3 km ;

– la production de chaleur dans le "manteau normal" a été estimée d'après les teneurs courantes dans les péridotites et les dunites (Heier et Carter, 1964) (0.05 μWm^{-3}) ;

– la production de chaleur dans le "manteau anormal" a été estimée à 0.3 μWm^{-3} par analogie de vitesse sismique avec la croûte inférieure du Limousin.

– la conductivité thermique à température ambiante K_0 est de 3 $Wm^{-1}°C^{-1}$ pour les granites à biotite, de 3.5 $Wm^{-1}°C^{-1}$ pour les leucogranites, de 3.2 $Wm^{-1}°C^{-1}$ pour les anatexites et de 2.5 $Wm^{-1}°C^{-1}$ pour les granulites ainsi que pour le manteau supérieur. Ces valeurs constituent les moyennes des valeurs mesurées en laboratoire sur les divers échantillons recueillis (Lucazeau *et al.*, 1981).

La conductivité thermique des roches crustales décroît avec la température (Clark, 1966). La loi de variation avec la température adoptée pour tous les types de roches est (Wells, 1980) :

$$K(T) = K_0/(1 + \alpha T) \quad \text{avec} \quad \alpha = 5.10^{-4}\,°C^{-1}$$

T : température en °C.

Les résultats du calcul sont présentés sur la figure 6 pour la variation du flux en surface et la répartition des courbes isothermes dans la croûte. Le flux calculé varie entre 80 et 120 mWm^{-2} traduisant les effets des divers paramètres thermiques (variation du flux à la base et de la production de chaleur, réfraction des lignes de flux au passage entre milieux de conductivités différentes). Les discontinuités sont dues aux contrastes latéraux de conductivité. On retrouve dans l'Ouest Limousin des valeurs élevées sur les leucogranites (115-120 mWm^{-2}) qui correspondent bien aux valeurs observées (117 mWm^{-2}, cf. données n° 8 et 18, Lucazeau *et al.*, 1981). De même, dans le Forez où les valeurs calculées vont de 99 à 111 mWm^{-2} alors que les données fournissent les valeurs de 93 et 103 mWm^{-2} (données n° 3 et 9). Toutefois, compte-tenu des incertitudes sur les mesures de flux (10 mWm^{-2} au minimum) et du caractère schématique de ce modèle stationnaire et purement conductif qui néglige des éventuels transferts de chaleur par convection (circulations d'eaux thermales), il serait vain d'accorder une importance exagérée à une comparaison locale.

La répartition des isothermes dans la zone considérée conduit à des températures élevées à la base de la croûte (700 à 900°C). On constate une très nette remontée des isothermes qui coïncide avec la zone de croûte amincie surmontant le manteau anormal dans la région des Limagnes et des volcans d'Auvergne. Les températures obtenues à la base de la région considérée dépassent 1000°C. En dépit des hypothèses simplificatrices du modèle, préalablement évoquées, cette température est en assez bon accord avec celle que l'on peut déduire d'après les paléogéothermes dans les pyroxènes des enclaves remontées par le volcanisme plioquaternaire : environ 900°C pour une pression de 10 kbars (Mercier, 1980).

On remarque aussi sur la figure 6 une forte dissymétrie des isothermes entre l'Ouest et l'Est : dans le Limousin, la température atteint 900°C en base de croûte alors que dans le Charollais, elle a une valeur comprise entre 600 et 700°C. Cette dissymétrie reflète l'existence d'un flux de chaleur plus faible sur la partie Est du Massif Central que sur la partie Ouest. Toutefois, on peut aussi mettre en cause la condition à la limite verticale Est (flux nul) qui ne tient pas compte d'une possible anomalie thermique au niveau de la Bresse.

5.4. Discussion

Depuis quelques années, les observations géologiques et géophysiques ont conduit différents auteurs à admettre l'existence d'un diapir asthénosphérique sous le Massif Central. La remontée de l'asthénophère au niveau de la zone des volcans d'Auvergne et des Limagnes a été

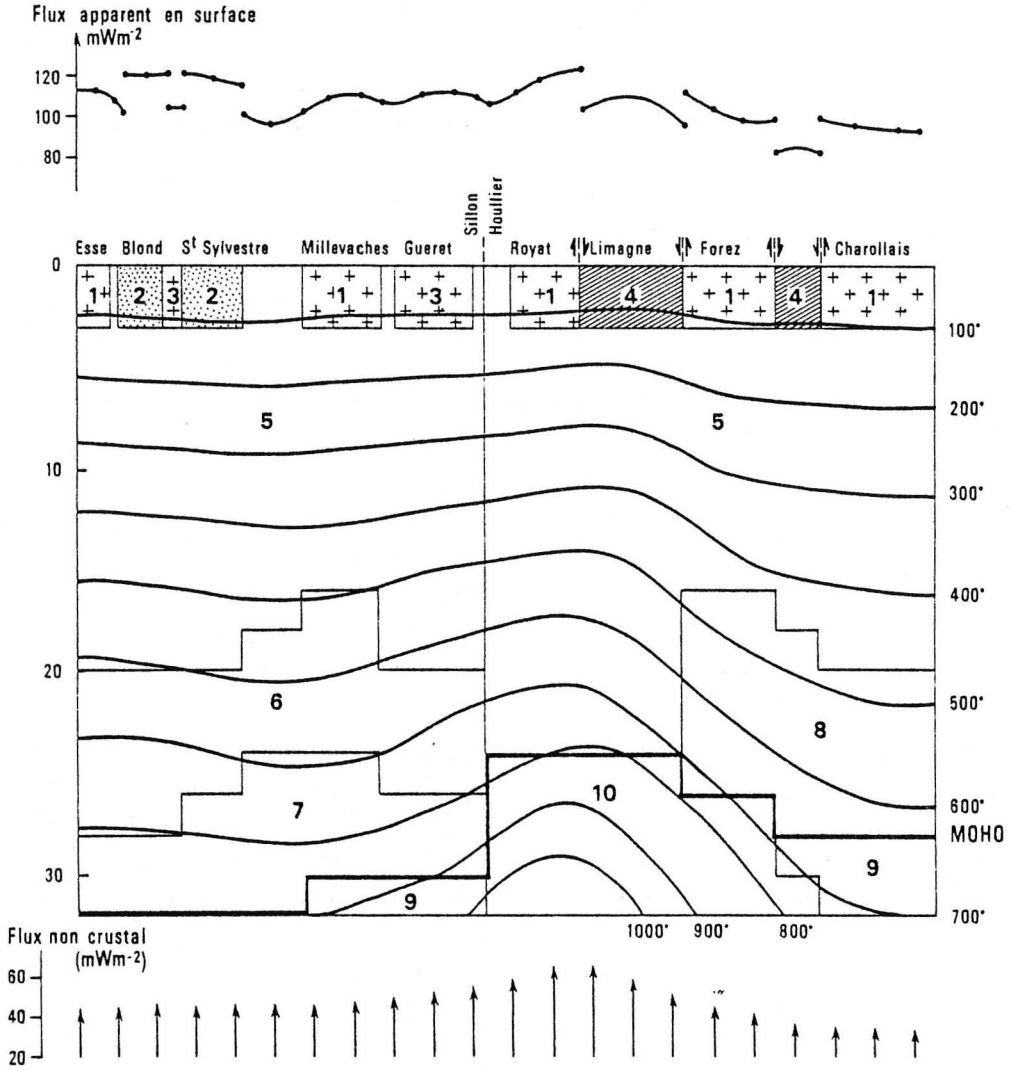


Fig. 6

Les données du modèle sont le flux non crustal à la base de la zone considérée, représenté en bas de la figure, ainsi que les paramètres thermiques relatifs à chaque ensemble de la coupe crustale. Pour les zones indiquées par les chiffres 1 à 10, ces paramètres (production de chaleur et conductivité à 0°C) sont :

1) Granites à biotite enrichis $A = 5$ μWm^{-3}, $K_0 = 3$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

2) Leucogranites du Limousin $A = 7$ μWm^{-3}, $K_0 = 3.5$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

3) Granites à biotite $A = 3.5$ μWm^{-3}, $K_0 = 3$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

4) Remplissages sédimentaires $A = 1$ μWm^{-3}, $K_0 = 2.5$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

5) Migmatites et Gneiss $A = 2.25$ μWm^{-3}, $K_0 = 3.2$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

6) Gneiss Khondalito-kinzigitiques $A = 1.9$ μWm^{-3}, $K_0 = 3.2$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

7) Granulites et charnockites basiques $A = 0.3$ μWm^{-3}, $K_0 = 2.5$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

8) Granulites type Bournac $A = 0.8$ μWm^{-3}, $K_0 = 2.5$ $W^{-1}°C^{-1}$

9) Manteau "normal" $A = 0.05$ μWm^{-3}, $K_0 = 2.5$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

10) Manteau "anormal" $A = 0.3$ μWm^{-3}, $K_0 = 2.5$ $Wm^{-1}°C^{-1}$

Les résultats du calcul sont d'une part le flux en surface représenté en haut de la figure, ainsi que les isothermes qui sont superposés à la coupe.

suggérée par Perrier et Ruegg (1973) pour tenir compte des lois de vitesses sismiques observées dans la croûte et le manteau supérieur, ainsi que d'une anomalie gravimétrique négative de grande longueur d'onde. Cette hypothèse est corroborée par la loi de vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur telle qu'on peut la déduire de l'étude des ondes sismiques de surface (A. Souriau, 1981).

L'élévation topographique anormale du Massif Central (altitude moyenne 700 m) dont le paroxysme date du Villafranchien (Derruau, 1971) peut être également reliée à la présence d'un corps anormalement léger au sein de la lithosphère et se traduisant par un bombement de celle-ci.

Sur le plan géologique, le Massif Central est caractérisé par un volcanisme alcalin faisant suite à la distension oligocène responsable des divers grabens. Maury et Varet (1980) remarquent que l'alcalinité du magma basaltique croît avec la pression et par conséquent la profondeur de la zone source. Si on associe le volcanisme à l'existence d'un diapir dans le manteau, l'évolution du magmatisme dans le temps permet de contrôler la montée de ce diapir : ceci permet à ces auteurs de proposer que ce diapir existe dans sa forme actuelle depuis 4 Ma (Pliocène inférieur).

Des informations indirectes concernant l'existence d'un diapir du manteau peuvent aussi être obtenues par l'étude des enclaves de péridotites ramenées par le volcanisme plio-quaternaire. Coisy (1977) montre que les enclaves les plus déformées (sous des pressions allant jusqu'à 1 kb) correspondent à la limite de la zone à manteau anormal proposé par Perrier et Ruegg. Compte tenu de la déformation des enclaves, la vitesse de montée du diapir serait de 1 à 5 mm par an. L'âge du diapir serait d'après Coisy de 5 M.a.

Berger (1977) montre que le paléogéotherme du type "océanique chaud" tel qu'on l'observe dans le Massif Central favorise l'existence de magmas basaltiques alcalins alors qu'un paléogéotherme du type "continental" favorise la genèse de magmas kimberlitiques ou carbonatitiques. Le phénomène thermique précéderait donc alors le phénomène volcanique.

Dans ce contexte, le modèle thermique *stationnaire* de la croûte présenté au paragraphe précédent, bien qu'il semble montrer l'existence d'un diapir thermique sous les Limagnes et les volcans d'Auvergne, paraît discutable compte-tenu de la proximité dans le temps des épisodes volcaniques et de la constante de temps des phénomènes conductifs dans la croûte.

Vasseur et Nouri (1980) ont montré qu'il fallait 40 Ma au moins, en invoquant un mécanisme de convection à la base de la croûte (avec une vitesse verticale de 5 mm/an) pour atteindre l'état thermique actuel. Afin d'estimer le temps nécessaire à la propagation en surface d'une anomalie thermique liée à un diapir, nous avons construit le modèle unidimensionnel suivant (cf. Fig. 7) : à partir d'un état d'équilibre thermique correspondant à une certaine profondeur de la limite lithosphère/asthénosphère, cette limite (sommet du diapir) remonte progressivement jusqu'à la base de la croûte par un mécanisme non précisé. Pour connaître le géotherme initial (tel qu'on le rencontre par exemple dans les régions non perturbées : Bretagne), l'équation de la chaleur stationnaire à une dimension est résolue numériquement par une méthode de différences finies. L'intersection du géotherme d'équilibre ainsi obtenu avec la courbe de solidus de la pyrolithe (nous avons choisi un géotherme intermédiaire entre le solidus anhydre et le solidus saturé en eau de la pyrolithe de Green (1973)) donne l'épaisseur lithosphérique initiale (112 km pour le flux initial en surface de 80 mWm^{-2}). Le modèle de croûte choisi (conductivité, production de chaleur) est celui qu'on peut rencontrer sous les Limagnes et les volcans d'Auvergne. Dans le manteau supérieur, la production de chaleur est négligée et la conductivité thermique est celle proposée par Schatz et Simmons (1972).

Pour tenir compte de la montée d'un diapir, on suppose qu'à partir du temps $t = 0$, la condition à la limite inférieure "remonte" le long du solidus choisi avec une vitesse V constante, jusqu'à une profondeur de 34 km (c'est-à-dire $T(z = Vt, t) = \text{Tsolidus } (Vt)$). Plusieurs valeurs de V seront essayées.

L'équation de la chaleur non stationnaire à une dimension est résolue numériquement par une méthode de différences finies explicite.

Le temps nécessaire à la propagation de la perturbation sur le flux en surface est important (10 Ma pour une remontée instantanée, 20 Ma pour une remontée avec une vitesse de 10 km/Ma, 25 Ma avec une vitesse de 5 km/Ma) et très supérieur à celui que l'on peut déduire des contraintes géologiques (Coisy, 1977 ; Maury et Varet, 1980).

Il est donc nécessaire d'envisager, si l'on veut relier le flux de chaleur important en surface observé actuellement à l'existence d'un diapir, soit un mécanisme plus efficace de transfert de chaleur dans la croûte (circulation de fluides, chambres magmatiques) soit un âge plus ancien pour ce diapir.

Or l'anomalie thermique de grande longueur d'onde du Massif Central n'est en rien comparable aux anomalies ponctuelles liées aux régions volcaniques (Larderello, etc.), ce qui exclut certainement la première solution.

Par contre, le Massif Central est depuis longtemps une région surélevée et constituait déjà un môle au Jurassique. Les premières manifestations de volcanisme alcalin datent de cette époque (Baubron *et al.*, 1978) (coulée sous-marine dans le Jurassique moyen des Causses datée à 156 Ma et également en Provence). Il n'est donc pas exclu que le diapir asthénosphérique sous le Massif

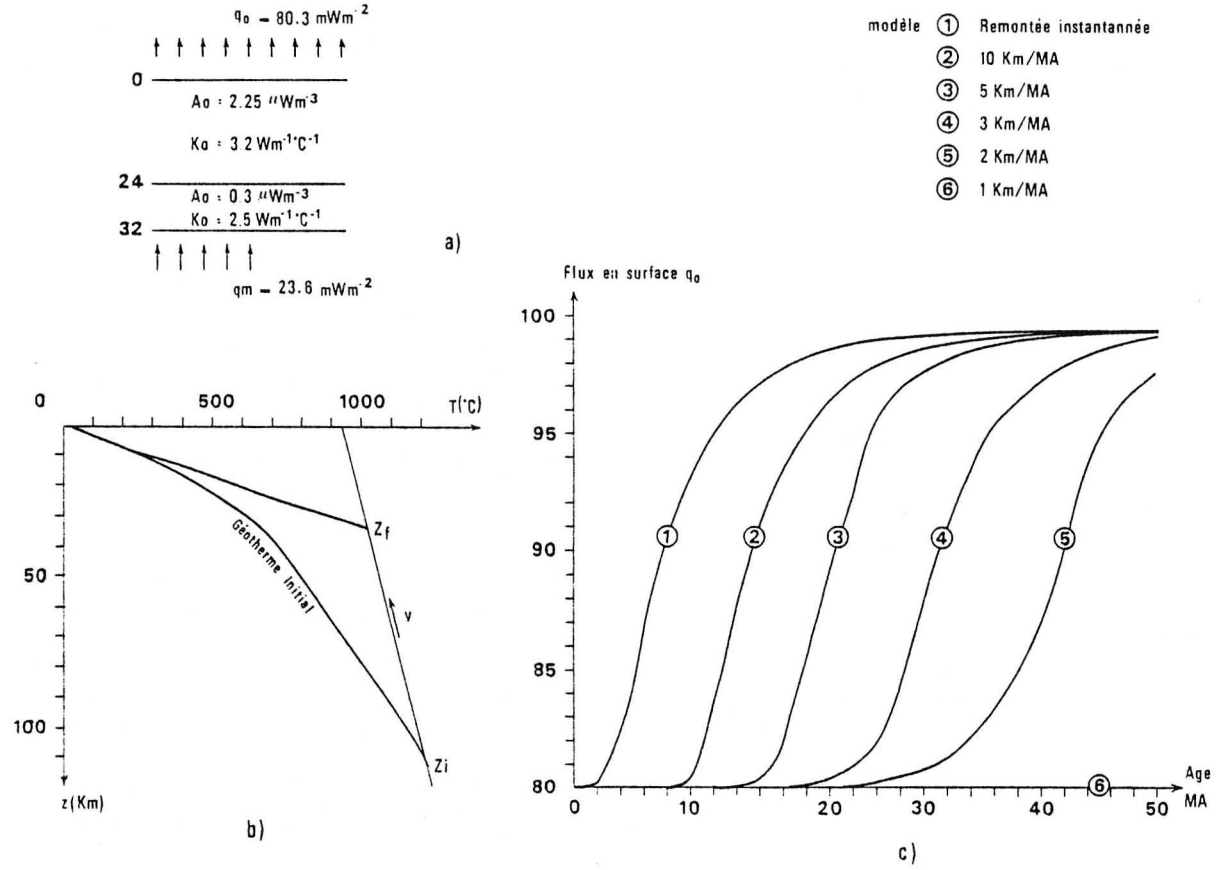


Fig. 7

Modèle non stationnaire à 1 dimension. a) Paramètres du modèle d'équilibre A_0, K_0 et q_m ; b) Profils de température initial et final d'équilibre ; leurs intersections avec la courbe de solidus correspondent aux profondeurs Zi = 112 km et Zf = 34 km respectivement. c) Variation en fonction du temps du flux de chaleur en surface pour différentes vitesses de remontée.

Central existe depuis fort longtemps, avec des périodes de "relaxation" correspondant à des mouvements vers le bas et des périodes paroxysmales correspondant à des mouvements vers le haut et associés à du volcanisme intracontinental. Les observations de Berger (1979) seraient compatibles avec cette hypothèse, ainsi que les variations des paléo-environnements mésozoïques en bordure du Massif Central.

6. Conclusions

Cette étude, qui tire parti des connaissances actuelles sur la structure et la composition de la croûte dans le Massif Central, permet de proposer un modèle de répartition des sources de chaleur dans cette portion de la chaîne hercynienne.

La zone, très enrichie en éléments radioactifs, des granites intrusifs et des leucogranites est très peu épaisse et n'apporte pas une surcontribution notable au flux de chaleur. Ceci se traduit par une absence de corrélation entre la production de chaleur en surface, qui varie pourtant dans une large gamme, et le flux de chaleur. Cette variation de la production de chaleur dans les granitoïdes du Massif Central peut être reliée à leur origine.

La répartition des sources de chaleur en profondeur semble par contre très homogène : la production de chaleur dans la croûte moyenne (jusqu'à 20-25 km) est voisine de 2.25 μWm^{-3}.

La production de chaleur intégrée sur l'épaisseur de la croûte représente 50 à 60 % du flux mesuré en surface, alors que d'après Chapman et Pollack (1977), dans la plupart des régions du globe, cette contribution n'est que de 40 %. C'est l'une des raisons pour lesquelles le flux de chaleur dans le Massif Central est anormalement élevé comme dans d'autres régions hercyniennes (Chapman *et al.*, 1979). L'autre raison peut être reliée à la montée d'un diapir asthénosphérique.

Un modèle thermique stationnaire de la croûte montre la présence d'un diapir thermique à la base de cette croûte. Compte-tenu des constantes de temps pour

les transferts de chaleur par conduction dans la croûte, la présence du diapir asthénosphérique doit excéder 10 Ma comme le montre un modèle unidimensionnel et pourrait même être beaucoup plus ancienne. Mais dans l'immédiat, l'approche thermique n'apporte pas de contraintes suffisantes et, comme l'ont suggéré Kahle et Werner (1980), il convient de délimiter la zone diapirique par une approche utilisant d'autres informations et en particulier la gravimétrie.

Remerciements

Ce travail n'aurait pu se faire sans la contribution du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et celle des chercheurs du laboratoire de Géologie de Clermont Ferrand, en particulier MM. Couturié, Didier, Duthou, Peterlongo, Sabourdy et Vialette, et de M. Marchand, du laboratoire de Pétrologie et Minéralogie de l'Université de Nantes.

Nous tenons à remercier également MM. Dupuy et Leyreloup pour la lecture et la critique du manuscrit, Mme Dubuc et Melle Montesinos pour la réalisation technique, et Mme Pourtalès pour les dosages du potassium par absorption atomique.

Ce travail a été financé par l'A.T.P. de l'I.N.A.G. : "Transfert d'Energie Thermique dans l'Ecorce Terrestre".

Manuscrit reçu le 27 février 1981
sous forme définitive le 6 mai 1981

Bibliographie

Aghshahi E., "Etude gravimétrique du diapir de Qum (Iran) et du massif granitique de la Margeride (France)". Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, 124 pp.,1979.

Baubron J.C., B. Defaut, J. Demange, R.C. Maury, "Une coulée sous marine d'âge jurassique moyen dans les Causses : le basalte alcalin des Vignes (Lozère)". *C.R. Acad. Sci. Paris (D)*, 287, 225-227, 1978.

Berger E., "The role on partial melting of mantle diapirism, CO_2 and H_2O from the study of the lherzolite nodules of intracontinental alkali basalts: example of the French Massif Central". Origin and Distribution of the Elements, 619-629, L.H. Ahrens, Pergamon press, Oxford and New York, 1979.

Burg J.P., Ph Matte, "A cross section through the French Massif Central in the scope of its Variscan geodynamic evolution". *Z. dt. Geol. Gesell.*, 129, 429-460, 1978.

Chapman D.S., H.N. Pollack, "Regional geotherms and lithospheric thickness". *Geol. Soc. Am. J.*, 5, 265-267, 1977.

Chapman D.S., H.N. Pollack, V. Cermak, "Global heat flow with special reference to the region of Europe". Terrestrial heat flow in Europe, V. Cermak and L. Rybach, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 41-48, 1979.

Clark S.P. Jr., "Handbook of physical constants". The Geological Society of America Inc., 587 pp, 1966.

Coisy P., "Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèle géodynamiques du manteau supérieur". Thèse 3e cycle, Univ. Nantes, 118 pp., 1977.

Daignières M., G. Vasseur, "Détermination et interprétation du flux géothermique à Bournac (Haute-Loire)". *Ann. Geophys.*, 35, (1), 31-39, 1979.

Derruau M., "Sur la morphologie du Massif Central". Symposium J. Jung : Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, 33-44, Plein Air Service Ed., Clermont Ferrand, 1971.

Didier J., J. Lameyre, "Les granitoïdes du Massif Central". Evolution Géologique de la France, 63-70, A. Autran et J. Dercourt, 26e Congr. Géol. Intern., Colloque C7, 1980.

Dostal J., S. Capedri, "Uranium in metamorphic rocks". *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 409-414, 1978.

Dupuy C., A. Leyreloup, J. Vernières, "The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th. Composition, evolution, heat production". Origin and Distribution of the Elements, 401-415. L.H. Ahrens, Pergamon Press, Oxford and New York, 1979.

Duthou J.L., "Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le nord Limousin (Massif Central français)". *Ann. Sci. Univ. Clermont*, 63, 1977.

Forestier F.H., B. Lasnier, A. Leyreloup, J. Marchand, "Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricain, de l'affleurement au Moho". *Bull. Soc. Géol. France*, 15 (5-6), 562-578, 1973.

Grandclaude P., M. Marchal, H. de La Roche, "Les fichiers du CRPG : leur contenu et les modalités de leur utilisation comme banque de données". Industrie Minérale, 1-7, 1976.

Green D.H., "Contrasted melting relation in a pyrolite upper mantle under mid oceanic ridge, stable crust and islandic arc environments". *Tectonophysics*, 17, 285-297, 1973.

Heier K.S., J.L. Carter, "Uranium and potassium contents in basic rocks and their bearing on the nature of upper mantle". The Natural Radiation Environment, p. 75, J.A.S. Adams and W.M. Lowder, Chicago Univ. Press, 1964.

Hirn A., "Le cadre structural profond d'après les profils sismiques". Evolutions Géologiques de la France, 34-39, A. Autran et J. Dercourt, 26e Congr. Géol. Intern., Paris, colloque C7, 1980.

Lachenbruch A.M., "Crustal temperatures and heat production : implications of the linear heat flow relations". *J. Geophys. Res.*, 75 (17), 3291-3300, 1970.

Lambert I.B., K.S. Heier, "The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 377-390, 1967.

Lambert I.B., K.S. Heier, "Geochenical investigations of deep-seated rocks in Australian shield". *Lithos*, 1, 30-53, 1968.

Leyreloup A., "Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granulites et séries charnockitiques (Massif Central Français)". Thèse 3e cycle, Nantes, 356 p., 1973.

Leyreloup A., C. Dupuy, R. Andriambololona, "Catazonal xenoliths in French neogene volcanic rocks, constitution of the lower crust. Part 2 : Chemical composition and consequences on the evolution of the French Massif Central Precambrian crust". *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, 283-300, 1977.

Lucazeau F., G. Vasseur, Y. Kast, J. Jolivet, "Données du flux de chaleur dans le Massif Central", *Ann. Géophys.*, 37 (3), 77-87, 1981.

Marchand J., "Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central Français, Haut Allier : les termes acides". Thèse 3e cycle, Nantes, 207 p, 1974.

Mattauer M., A. Etchecopar, "Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français". 2e Réunion ann. Sci. Terre, Pont à Mousson, p. 279, 1974.

Maury R.C., J. Varet, "Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France". Evolutions Géologiques de la France, 138-159, A. Autran et J. Dercourt, 26e Congr. Géol. Intern., Paris, Colloque C7, 1980.

Mercier J.C.L., "Single pyroxene thermobarometry". *Tectonophysics*, 70, 1-2, 1980.

Muon P., "Première partie : étude gravimétrique du Mont Lozère. Deuxième partie : étude gravimétrique du Rouergue occidental". *D.E.A. Géophysique*, Montpellier, 54 pp, 1980.

Perrier G., J.C. Ruegg, "Structure profonde du Massif Central français". *Ann. Geophys.*, 29, 435-502, 1973.

Petrequin M., "Etude gravimétrique du Massif de la Margeride et sa bordure méridionale". Thèse 3e cycle, Montpellier, 128 pp, 1979.

Pluvilland P., "Reconnaissance stratégique par gravimétrie dans la région de Limoges". Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg, 1978.

Ranchin G., "La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord Limousin". *Sciences de la Terre*, Nancy, Mémoire n° 19, 394 p., 1971.

Roques M., "Structure géologique du Massif Central". Symposium J. Jung : Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, 17-32, Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 1971.

Roy R.F., D.D. Blackwell, F. Birch, "Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1-12, 1968.

Rybach L., "The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks: an exponential law". *Pageoph.*, 117, 75-82, 1979.

Schatz J.F., G. Simmons, "Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures". *J. Geophys. Res.*, 77, 6966-6983, 1972.

Smithson S.B., E.R. Decker, "A continental crustal model and its geothermal implications". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 215-225, 1974.

Souriau A., "Le manteau supérieur sous la France". Soumis au *Bull. Soc. Géol.*, France, 1981.

Stuckless J.S., "Uranium and thorium concentrations in Precambrian granites as indicators of a uranium province in central Wyoming". Contributions to Geology, Univ. of Wyoming, 17 (2), 173-178, 1979.

Vasseur G., Y. Nouri, "Some trends of heat flow in France". *Tectonophysics*, 65, 209-223, 1980.

Vitorello I., H.N. Pollack, "On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents". *J. Geophys. Res.*, 85, 983-995, 1980.

Wells P.R.A., "Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 253-265, 1980.

ANNEXE IV

Rapport final de l'Action Thématique Programmée TRANSFERT D'ENERGIE
Contrat n° 3343

ETUDE DE LA PRODUCTION DE CHALEUR DANS LE MASSIF CENTRAL

F. LUCAZEAU et G. VASSEUR

Centre Géologique et Géophysique, Décembre 1980
RM

L'objectif de cette étude est de déterminer la production de chaleur des roches affleurant dans le Massif Central, ainsi que de fixer des modèles de la répartition verticale des sources de chaleur dans la croûte.

Un travail de compilation des données aboutit à la création d'un fichier de 857 données dont on discutera au préalable la cohérence et la validité.

I - ORIGINE DES DONNÉES

I.1 - NATURE DES SOURCES DE CHALEUR CRUSTALES

La production de chaleur est essentiellement due à la désintégration des isotopes radioactifs naturels. Elle est caractérisée par la puissance libérée par l'unité de volume de roche. On l'exprime couramment en μW par m^3 ou en "unité de production de chaleur" (10^{-13}cal $cm^{-3}s^{-1}$) HGU (Heat Generation Unit)

$$1 \text{ HGU} = 0.42 \ \mu W m^{-3}$$

Les principaux isotopes naturels responsables de la production de chaleur ainsi que leurs différentes constantes physiques sont rappelés dans le tableau suivant :

Elément	^{40}K	K-naturel	^{236}U	^{238}U	U-naturel	^{232}Th-naturel
Abondance relative	10^{-4}	1	0.72×10^{-2}	99.28×10^{-2}	1	1
Energie (cal/g/an)	0.21	$27 \cdot 10^{-6}$	4.3	0.71	0.73	0.20
Constante de désintégration (10^{-11} an^{-1})	$\lambda_c = 5.85$ $\lambda_\beta = 47.2$		97.2	15.4		4.99

La relation de Birch donne la production de chaleur A :

$$A(\text{HGU}) = 0.317d \ (0.73 \ (U) + 0.20 \ (Th) + 0.27 \ (K))$$

où (U) et (Th) sont des concentrations en ppm (valeurs usuelles dans les roches),
(K) la concentration en % et d la densité en g/cm^3.

Compte tenu des densités des roches que nous considérons, la variation de densité influe peu sur la production de chaleur ; nous utiliserons la valeur moyenne $\rho = 2.7\ g/cm^3$.

I.2 - ORIGINE DES DONNEES

L'essentiel des données provient d'une part d'un fichier de 1731 valeurs réalisé par l'équipe du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG) en collaboration avec le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) et, d'autre part, d'un fichier de 217 valeurs réalisé à Montpellier à partir d'échantillons dosés par activation neutronique.

39 données provenant de mesures sur les carottes de forages réalisés par l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (INAG) ont également été utilisées (Bottinga, communication privée).

Des résultats publiés sous formes de moyennes nous serviront également.

I.3 - NATURE DES DONNEES

Le fichier communiqué par le CRPG (fichier GUF, Grandclaude et al., 1976) comprend 1731 valeurs présentées sous la forme suivante :

. une indication de faciès avec un code correspondant ;

. les latitudes et longitudes du lieu de prélèvement en coordonnées Lambert ;

. une valeur de la production de chaleur baptisée Fluxther (en HGU) ;

. une valeur de la production de chaleur sans la contribution du thorium, baptisée Flux (en HGU).

Par ailleurs, des cartes d'uranium, thorium, potassium, des références, de Fluxther, de Flux, de Na_2O et de la perte au feu ont été jointes.

Les massifs où ces données sont disponibles sont évidemment liés à la présence de gîtes uranifères ; il s'agit :

. du Morvan (classification : Carrat) ;

. de la Montagne Bourbonnaise (classification : Le Van Tiet et Kurtbas) ;

. du Limousin et du Millevaches (région nord)(classification : Kurtbas).

Le fichier de données réalisé à partir des données d'activation neutronique faites à Montpellier se présente de la manière suivante :

- valeur de l'uranium
- valeur du thorium
- valeur du potassium
- valeur du lanthane
- valeur du cérium
- valeur du samarium
- valeur du terbium
- valeur du rubidium
- age de la roche
- une indication de faciès avec un code correspondant

Pour la plupart des échantillons, il est possible de connaître les dosages des éléments majeurs et de quelques autres éléments traces.

Afin d'éviter les pertes de temps dues aux broyages des roches, la plupart des échantillons provient de poudres collationnées auprès de différents chercheurs et, en particulier, ceux du laboratoire de Géologie et de Minéralogie de Clermont Ferrand.

Néanmoins, les échantillons du massif de l'Aigoual (échantillonnage, broyage, analyse : Luc Schlumberger) et ceux du forage de la Margeride (broyage, analyse : F. Lucazeau) constituent des poudres originales.

Il est à noter que ces échantillons, pour des raisons diverses, ont été choisis avec un soin particulier en évitant dans la mesure du possible ceux qui étaient altérés.

Les données de Bottinga sur les forages de l'INAG nous ont été communiquées sous forme de dosage de l'uranium, du thorium et du potassium. Ces forages ont servi par ailleurs à la détermination du flux de

Compte tenu des densités des roches que nous considérons, la variation de densité influe peu sur la production de chaleur ; nous utiliserons la valeur moyenne $\rho = 2.7$ g/cm^3.

I.2 - ORIGINE DES DONNEES

L'essentiel des données provient d'une part d'un fichier de 1731 valeurs réalisé par l'équipe du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG) en collaboration avec le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) et, d'autre part, d'un fichier de 217 valeurs réalisé à Montpellier à partir d'échantillons dosés par activation neutronique.

39 données provenant de mesures sur les carottes de forages réalisés par l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (INAG) ont également été utilisées (Bottinga, communication privée).

Des résultats publiés sous formes de moyennes nous serviront également.

I.3 - NATURE DES DONNEES

Le fichier communiqué par le CRPG (fichier GUF, Grandclaude et al., 1976) comprend 1731 valeurs présentées sous la forme suivante :

. une indication de faciès avec un code correspondant ;

. les latitudes et longitudes du lieu de prélèvement en coordonnées Lambert ;

. une valeur de la production de chaleur baptisée Fluxther (en HGU) ;

. une valeur de la production de chaleur sans la contribution du thorium, baptisée Flux (en HGU).

Par ailleurs, des cartes d'uranium, thorium, potassium, des références, de Fluxther, de Flux, de Na_2O et de la perte au feu ont été jointes.

Les massifs où ces données sont disponibles sont évidemment liés à la présence de gîtes uranifères ; il s'agit :

. du Morvan (classification : Carrat) ;

. de la Montagne Bourbonnaise (classification : Le Van Tiet et Kurtbas) ;

. du Limousin et du Millevaches (région nord) (classification : Kurtbas).

Le fichier de données réalisé à partir des données d'activation neutronique faites à Montpellier se présente de la manière suivante :

- valeur de l'uranium
- valeur du thorium
- valeur du potassium
- valeur du lanthane
- valeur du cérium
- valeur du samarium
- valeur du terbium
- valeur du rubidium
- age de la roche
- une indication de faciès avec un code correspondant

Pour la plupart des échantillons, il est possible de connaître les dosages des éléments majeurs et de quelques autres éléments traces.

Afin d'éviter les pertes de temps dues aux broyages des roches, la plupart des échantillons provient de poudres collationnées auprès de différents chercheurs et, en particulier, ceux du laboratoire de Géologie et de Minéralogie de Clermont Ferrand.

Néanmoins, les échantillons du massif de l'Aigoual (échantillonnage, broyage, analyse : Luc Schlumberger) et ceux du forage de la Margeride (broyage, analyse : F. Lucazeau) constituent des poudres originales.

Il est à noter que ces échantillons, pour des raisons diverses, ont été choisis avec un soin particulier en évitant dans la mesure du possible ceux qui étaient altérés.

Les données de Bottinga sur les forages de l'INAG nous ont été communiquées sous forme de dosage de l'uranium, du thorium et du potassium. Ces forages ont servi par ailleurs à la détermination du flux de

chaleur en surface.

I.4 - CLASSIFICATION DES DONNEES

La fiabilité des valeurs de la production de chaleur repose essentiellement sur deux critères : la technique des dosages et la technique de l'échantillonnage, c'est-à-dire la représentativité d'un échantillon et de son contenu en éléments radioactifs.

Les données ont été classées arbitrairement en quatre catégories, tenant compte à la fois de l'échantillonnage et du dosage :

A = données provenant du fichier de Nancy ;

B = données provenant des mesures faites à Montpellier ;

C = données de forages

D = données complémentaires sous forme de moyenne.

I.4.1 - Echantillonnage

Données A - L'échantillonnage a été réalisé en surface suivant les méthodes appliquées systématiquement par les chercheurs de Nancy :

. prélèvements ponctuels de 5 à 10 kg

. maille de 4 km ou moins

Ce type d'échantillonnage permet de mettre en relief les variations relatives des teneurs en uranium à l'échelle géographique. Il doit être dense pour pouvoir y appliquer des méthodes statistiques.

Données B - A L'exception des échantillons de granulites et de ceux du granite de l'Aigoual, les échantillons proviennent du laboratoire de Géologie et de Minéralogie de Clermond Ferrand. La liste est donnée au chapitre V.

Cet échantillonnage correspond le plus souvent à des échantillons très sains provenant de carrières : en effet la fiabilité des déterminations d'âge Rb-Sr sur roches totales nécessite un choix d'échantillons peu altérés, d'autant plus que les isochrones sont déterminées à partir de cinq ou six échantillons.

Données C - Les échantillons, prélevés en dessous de la zone d'altération superficielle, représentent le type d'échantillonnage idéal au point de vue mesure de production de chaleur.

Données D - Ces données proviennent de moyennes publiées dans la littérature (Isnard, 1970 ; Ranchin, 1970, Carrat, 1975, 1976 ; Ployart et Leymarie, 1977).

I.4.2 - Méthodes analytiques

I.4.2.A - Données A

Les méthodes analytiques utilisées à Nancy ont été largement exposées (Ranchin, 1971 ; Carrat, 1976).

Le dosage du potassium a été réalisé au photomètre de flamme à Nancy. Le dosage de l'uranium a été effectué par fluorimétrie au Centre de Recherches Radiologiques de Nancy.

Le principe est le suivant : on mesure l'intensité de la fluorescence d'un sel uranifère fixé sur un support fluoré et excité par une lumière ultraviolette. Le principal problème réside dans l'attaque chimique de l'échantillon et l'extraction de l'uranium.

Deux méthodes sont utilisées : la première utilise une attaque à l'eau régale, et une extraction chimique en deux phases, alors que la seconde utilise une attaque fluoperchlorique et une extraction sur papier chromatographique. Cette dernière donne des résultats systématiquement plus forts pour un même échantillon (Ranchin, 1971).

L'erreur relative maximale est inférieure à 30 % (10-20 % pour la deuxième méthode).

Le dosage du thorium est fait par spectrométrie gamma sur le pic 2.62 MeV du thorium C avec une précision de $\pm$ 5 % (Richard, 1967) au Centre de Recherches Radiologiques de Nancy.

I.4.2.B - Données B

Le dosage du potassium a été effectué par absorption atomique, soit au laboratoire de Clermont, soit au Laboratoire de Géochimie des Eléments Traces de Montpellier.

L'erreur relative maximale est inférieure à 1 %.

Les dosages de l'uranium et du thorium ont été effectués par activation neutronique sous enveloppe de cadmium au Laboratoire de Géochimie des Eléments Traces de Montpellier. L'intérêt d'une irradiation sous enveloppe de cadmium est de filtrer les neutrons d'énergies inférieures à 0.5 eV en ne laissant passer que les neutrons dits épithermiques. Les neutrons épithermiques présentent des phénomènes de résonnance caractéristiques d'un élément donné. Ceci tend à supprimer les interférences entre les éléments voisins.

La technique expérimentale est la suivante : les échantillons (100 mg de poudre) gainés dans l'aluminium sont irradiés dans un réacteur sous une enveloppe de cadmium (pile Melusine du Centre d'Etudes Nucléaires (CEN) de Grenoble. Flux total = 10^{13} neutrons/cm^2/s) pendant 18 heures.

Le rayonnement γ induit est ensuite analysé grâce à un détecteur Ge (Li) et enregistré durant un temps variant de 3000 à 5000 secondes (suivant la concentration de l'élément choisi).

On dispose alors d'un spectre d'énergie dont chaque pic est à relier à un isotope particulier (277.5 keV pour l'uranium et 311.8 keV pour le thorium). Le dosage de l'uranium s'effectue moins de 7 jours après l'irradiation (faible période $T^{1/2}$ = 3384 min), alors que celui du thorium d'effectue au moins 20 jours après l'irradiation (période plus grande $T^{1/2}$ = 40 032 min). L'aire des pics est proportionnelle à la concentration, calculée à partir des standards GSPI et ACII.

La précision sur les analyses a pu être estimée à partir d'un échantillon standard (granite GM) dosé 15 fois et qui a donné les résultats suivants :

moyenne pour l'uranium = 4.91 ppm avec σ = 0.32

pour le thorium = 15.69 ppm avec σ = 0.84

L'"erreur" relative (σ/m) est donc de 6.43 % pour l'uranium et 5.34 % pour le thorium. La principale cause d'erreur est l'inhomogénéité du flux dans le réacteur ("effet d'écran").

I.5 - REALISATION DU FICHIER

La réalisation pratique d'un fichier de données de production de chaleur nécessite plusieurs remarques préalables.

(1) Le but de cette étude est, rappelons-le, de déterminer des valeurs significatives de la production de chaleur par unité géologique. C'est pourquoi la codification du fichier est pétrographique plutôt que géographique.

(2) Les données de Nancy où le thorium n'avait pas été dosé ont été éliminées si bien qu'il ne reste plus que 600 valeurs sur les 1731 initiales.

(3) Pour estimer les contributions des différents éléments (U, Th, K), il il est préférable de disposer d'un fichier répertoriant leurs teneurs respectives.

Compte tenu des informations qui nous ont été communiquées par le laboratoire de Nancy, les teneurs en U, Th, K ont été évaluées de la manière suivante :

Pour le thorium : $Th = \frac{Fluxther - Flux}{0.17}$

(simple application de la relation de Birch)

Les valeurs du potassium ont été relevées sur les cartes, si bien que la teneur en uranium a pu être calculée de la manière suivante :

$$U = \frac{Flux - 0.23\ (K_2O)}{0.62}$$

La valeur en potassium (K%) a été recalculée suivant la formule $K\% = 0.83\ K_2O\ \%$.

(4) Les noms d'échantillons sont soit le numéro d'analyse pour les données B, soit le numéro relatif au fichier de Nancy.

Le fichier comprend donc 857 données. On trouvera le répertoire des codes chapitre VII et l'intégralité du fichier chapitre VIII

601 données A
204 données B
52 données C

Les données D ne figurent pas dans ce fichier, parce que il s'agit de moyennes d'échantillons dont certains figurent déjà dans le fichier, mais elles représentent une information appréciable pour la constitution de la carte, parce que l'échantillonnage est important.

I.6 - CONCLUSION

La différence fondamentale portant sur les différents échantillons provient d'une part de la méthode d'analyse et, d'autre part, de l'échantillonnage. Les données A et B représentent deux choix de techniques particulières pour les échantillons de surface :

Données A - grand nombre de valeurs ; méthode d'analyse peu performante (erreur relative 10 à 30 %)

Données B - petit nombre de valeurs ; échantillons sains ; méthode d'analyse fiable (erreur relative 5 %)

Les données C représentent les valeurs obtenues sur la roche saine de profondeur.

Ce fichier représente un assez bon échantillonnage de l'ensemble des roches cristallines et cristallophylliennes affleurant dans le Massif Central et aussi de l'ensemble des unités géologiques. Seul le Sud-Ouest du Massif Central est mal "couvert" et des mesures complémentaires en Montagne Noire et dans le Sud du Millevaches seraient souhaitables.

II - DISCUSSION DES DONNÉES ET DE LEUR COHÉRENCE

Nous abordons dans ce chapitre le problème de la représentativité des données, c'est-à-dire, d'une part, une comparaison des résultats entre les différentes données pour ces échantillons de surface et, d'autre part, une comparaison des échantillons de surface avec les échantillons de forage.

II.1 - COHERENCE DES DONNEES DE SURFACE

II.1.1 - Comparaison données A - données B

Quelques sites où des analyses ont été effectuées sur des échantillons différents peuvent être étudiés. Il est difficile d'en tirer des conclusions définitives, compte tenu de l'échantillonnage restreint mais la cohérence entre les deux types de données semble bonne (voir tableau suivant), à l'exception des leucogranites de Mesvres.

		Données A	Données B
Anatexites Limousin	N	8	2
	U (ppm)	3.2 (0.9)	3.0 (0.4)
	Th (ppm)	12.7 (2.8)	14.4 (2.2)
	K (%)	3.24 (0.27)	3.14 (0.00)
	A (μWm^{-3})	2.06 (0.39)	2.10 (0.27)
Orthogneiss Morvan	N	3	3
	U (ppm)	2.4 (0.9)	2.4 (0.2)
	Th (ppm)	20.0 (2.8)	17.5 (1.1)
	K (%)	4.2 (0.5)	4.3 (0.1)
	A (μWm^{-3})	2.71 (0.98)	2.98 (1.04)
Leucogranites Mesvres	N	2	2
	U (ppm)	9.5 (6.5)	5.9 (0.1)
	Th (ppm)	4.5 (0.5)	16.7 (13.6)
	K (%)	4.05 (0.15)	4.69 (0.45)
	A (μWm^{-3})	3.17 (1.63)	3.15 (1.02)
Leucogranites de la Pierre qui Vire	N	8	4
	U (ppm)	6.8 (1.8)	6.8 (1.6)
	Th (ppm)	14.5 (5.7)	14.3 (0.8)
	K (%)	3.82 (0.21)	4.25 (0.33)
	A (μWm^{-3})	3.14 (0.52)	3.19 (0.10)
Granites Luzy	N	31	4
	U (ppm)	7.4 (5.7)	7.5 (4.6)
	Th (ppm)	35.7 (39.0)	25.3 (6.5)
	K (%)	4.01 (0.42)	3.72 (0.23)
	A (Wm^{-})	4.83 (4.10)	4.09 (1.66)

II.1.2 - Comparaison données A - données D

Les méthodes d'analyses sont les mêmes. Seule la taille de l'échantillonnage varie (Tableau suivant)

		Données A	Données B (Isnard,1970)
Leucogranites St Sylvain	N	10	47
	U	4.4 (1.5)	5.1 (1.8)
	Th	11.0 (8.5)	12.5 (2.7)
	K	3.69(0.21)	3.71(0.27)
	A	2.28(0.79)	2.57
Leucogranites Toulx	N	4	41
	U	6.0 (1.9)	6.4 (2.9)
	Th	10.0 (4.7)	11.3 (4.6)
	K	3.95(0.14)	4.04(0.86)
	A	2.65(0.27)	2.85
Leucogranites Jalèches	N	11	40
	U	5.5 (1.5)	5.6 (2.2)
	Th	14.0 (5.7)	16.9 (1.6)
	K	3.95(0.14)	4.01(0.17)
	A	2.81(0.52)	3.04
Granites Ladapeyre	N	9	22
	U	13.0(14.9)	8.0 (3.5)
	Th	16.9 (7.4)	20.1 (4.9)
	K	4.16(0.53)	3.78(0.28)
	A	4.97(3.92)	3.86
Granites Chanon	N	7	77
	U	6.7 (3.7)	6.3 (2.3)
	Th	14.7 (6.4)	15.3 (6.2)
	K	3.86(0.27)	3.74(0.22)
	A	3.16(1.17)	3.08

II.1.3 - Conclusion

Compte tenu des écarts types aux moyennes, la cohérence entre les données A et B semble bonne. La comparaison entre les données A et D montre que la taille de l'échantillonnage influe peu sur la moyenne.

Nous considérons donc les données A et les données B comme étant significatives pour les teneurs en éléments radioactifs des roches de surface.

II.2 - PROBLEME DE L'ALTERATION

Quelques travaux récents ont mis en évidence les problèmes liés à l'altération météorique sur les teneurs en éléments radioactifs et en particulier l'uranium, des roches prélevées en surface (Ranchin, 1971, Stuckless, 1979). Les effets de l'altération superficielle sont liés à la localisation des éléments radioactifs dans la roche et les minéraux. Ceux-ci peuvent occuper trois sites :

a) en substitution isomorphique avec le zirconium, le calcium...dans les minéraux accessoires. Ces sites sont stables et l'uranium y est moins sujet à l'altération ;

b) sous formes d'oxydes (UO_2, $UThO_2$, ThO_2) cristallisés lors de la phase deutérique (phase tardive) ;

c) dans des sites à faible énergie type Van der Waals.

Ces deux derniers sites sont moins stables et l'uranium peut donc être facilement mobilisé surtout dans le cas (b).

Les valeurs de la production de chaleur déterminées à partir des données A et B, risquent fort d'être affectées par ces phénomènes. C'est pourquoi une comparaison entre les données de surface (A, B, ou D) et les données de forage (C,D) va permettre de mettre en évidence l'importance du phénomène (Cf. table p, 13).

La perte en uranium est très importante pour les granites à 2 micas (leucogranites) : elle peut atteindre 70 % alors que pour les granites à biotite, elle n'est que de 25 % ; ceci est expliqué par le fait que dans les leucogranites, l'uranium se présente surtout sous forme d'oxyde, tandis que dans les granites à biotite, la part des minéraux accessoires est importante (Ranchin, 1971). Les valeurs en Th semblent généralement plus stables pour les granites à biotite mais assez irrégulières pour les leucogranites et surtout les granites de la Brâme et de Chateauponsac où l'on constate un net enrichissement du thorium en surface.

Il en résulte que l'utilisation des données de surface conduit à une sous-estimation de la production de chaleur de 50 % pour les

leucogranites du Limousin et de 10 % pour les granites à biotite dont il faudra tenir compte dans les modèles ultérieurs.

		Données de surface			Données de forages	
		Données A	Données B	Donneés D	Données C	Données D
Margeride (Estables)	N		3		7	
	U		3.3 (0.2)		5.7 (1.0)	
Granite à biotite, faciès sombre	Th		23.8 (3.1)		23.5 (5.2)	
	K		4.27(0.33)		4.56(0.42)	
	A		2.96		3.47	
Mayet de Montagne	N	39			9	
	U	8.2 (1.7)		9.7	10.7 (1.7)	
granite à biotite	Th	37.6 (3.1)			35.2 (4.8)	
	K	4.11(0.22)			4.00(0.51)	
	A	5.21			5.66	
Montagne de Blond	N		7			
	U		13.1 (7.0)			20.6 (3.4)
Leucogranite	Th		14.6 (9.1)			18.91
	K		3.50(0.32)			3.22(0.29)
	A		4.77			6.99
Saint Sylvestre	N					
	U			8.5(2.9)		23.3
	Th			17.3		18.35
Leucogranite	K			-		4.04
	A			3.9		7.77
Brâme	N			10		
	U			6.91		14.9
(granite orienté)	Th			23.0		12.7
	K			3.85		-
	A			3.80		5.1
Chateauponsac	N					
	U			8.1		18.2
Leucogranite	Th			15.7		8.7
	K			-		-
	A			3.6		5.75

II.3 - CONCLUSION

Les données A et B, résultant de techniques d'échantillonnages et d'analyses différentes, présentent néanmoins une cohérence assez bonne

entre elles. Dans les deux cas, les résultats obtenus seront considérés comme significatifs des teneurs réelles en éléments radioactifs des roches de surface.

Par contre, il faudra discuter dans tous les cas l'effet de l'altération superficielle en tenant compte des comparaisons réalisées avec les données de forage lorsque c'est possible. Cette discussion qui dépendra de la pétrologie du matériel étudié, prendra aussi en compte des arguments divers et sera effectuée cas par cas.

III - PRODUCTION DE CHALEUR DES ROCHES AFFLEURANT DANS LE MASSIF CENTRAL

III.1 - ETUDE DES ROCHES PARADERIVEES

Les différentes études (Pïiler et Adams, 1962 ; Heier et Adams, 1965) montrent que ces roches sont généralement peu riches en éléments radioactifs. C'est pourquoi nous les avons un peu délaissées par rapport aux ensembles granitiques. Néanmoins, nous avons étudiés les ensembles suivants par ordre croissant de métamorphisme :

- . shistes verts
- . shistes à chlorite-séricite
- . micashistes à deux micas
- . gneiss à deux micas
- . gneiss à biotite sillimanite

} roches du Limousin

- . anatexites provenant du Haut Allier, du Velay, du Limousin, du Morvan, du Lyonnais
- . groupe leptyno-amphibolique du Haut Allier

Pour discuter les résultats, on distinguera les roches n'ayant pas subi l'anatexie des autres. Pour chacune de ces catégories, les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes pour U, Th et A sur les figures 1 et 2.

Pour les roches n'ayant pas atteint l'anatexie, les teneurs en uranium semblent relativement groupées autour de la moyenne 2.32 ppm, alors que les teneurs en thorium s'échelonnent sur une gamme plus importante (de 6.3 à 26.8 ppm).

Les teneurs en thorium semblent croître avec le métamorphisme

	n	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	A(μWm^{-3})
Schistes verts	3	1.8(0.2)	8.1(1.3)	2.24(0.37)	1.26(0.18)
Schistes à séricite chlorite	1	2.5	18.0	3.15	2.23
Micaschistes à 2 micas	3	2.0(0.5)	13.4(3.0)	2.62(0.90)	1.72(0.42)
Gneiss à deux micas	3	2.1(0.2)	15.1(0.8)	2.11(1.13)	1.83(0.16)
Gneiss à biotite sillimanite	4	3.1(0.5)	18.2(6.5)	2.55(1.34)	2.34(0.48)

Lorsque l'on atteint l'anatexie (Fig. 5), les valeurs semblent plus

homogènes et pourtant les échantillons proviennent de régions aussi diverses que le Haut Allier, le Limousin, le Lyonnais, le Bourbonnais, le Velay et le Morvan.:

Anatexites	n	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	A(μWm^{-3})
Limousin	9	3.1(0.8)	13.1(2.8)	3.21(0.24)	2.07(0.36)
Morvan	9	2.7	12.6	3,7	1.97
Bourbonnais	2	2.5(0.5)	14.0(0.0)	2.82(0.51)	1.97(0.08)
Haut Allier	2	1.2(0.4)	19.0(7.1)	2,36(0.22)	1,88
Lyonnais	1	2.1	15.2	3.28	1.95
Velay	12	2.2	12.9	2.5	1.75

On peut comparer ces résultats à ceux de Smithson et Decker (1974) qui proposent une teneur de 2.7 pour l'uranium, de 18.5 pour le thorium et de 2.38 μWm^{-3} . pour la production de chaleur. Il semble donc que ces roches soient très uniformes quant à leur contenu radioactif dans tous les continents.

Pour résumer, nous dirons que ces roches formant le socle crystallophyllien du Massif Central ont une production de chaleur voisine de 1.5 μWm^{-3} pour les shistes et de 2 μWm^{-3} pour les roches plus métamorphiques.

Aucun forage dans l'immédiat ne permet de tester l'effet de l'altération ; cependant les faits suivants tendent à prouver que celui-ci est minime :

. l'histoire métamorphique complexe a permis le départ de l'uranium mobile ; l'uranium est localisé essentiellement dans les minéraux accessoires. (Dostal et Capedri, 1978).

. les teneurs en éléments radioactifs présentent une grande régularité.

III. 2 - ETUDE DES GRANITOIDES

La classification est celle adoptée par Didier et Lameyre (1980). Les âges des granitoïdes proviennent également de cet article.
de cet article

III.2.1 - *Orthogneiss du Paléozoïque inférieur*

Pour l'ensemble des orthogneiss étudiés, les résultats sont présentés sous forme d'histogramme par la figure 3.

III.2.1.1 - Orthogneiss du Cambrien moyen et supérieur

Certains de ces orthogneiss ont des affinités granodioritiques (Thaurion, Mulatet, Yzeron), d'autres des caractères leucogranitiques (Thaurion faciès clair et Lanneau). Pourtant leurs contenus en éléments radioactifs ne sont pas fondamentalement différents.

	Age (M.a.)	N	U (ppm)	Th(ppm)	K (%)	A(μWm^{-3})
Thaurion	532 ± 20	6	3.3(2.5)	12.9(3.5)	3.64(0.62)	2.11(0.73)
Mulatet	535 ± 21	5	4.1(1.2)	12.2(2.6)	3.55(1.11)	2.26(0.36)
Yzeron	502 ± 7	3	4.6(2.5)	10.0(0.6)	4.27(0.29)	2.32(0.67)
Thaurion f.c.	521 ± 12	4	3.9(0.6)	10.9(1.5)	3.23(0.42)	2.09(0.17)
Lanneau	501 ± 16	3	5.4(0.8)	10.9(1.9)	4.51(0.64)	2.60(0.24)

III.2.1.2 - Orthogneiss de l'Ordovicien et du Silurien

	Age (M.a.)	N	U (ppm)	Th(ppm)	K (%)	A(μWm^{-3})
Meuzac	448 ± 9	5	2.5(0.7)	13.7(3.2)	2.96(0.62)	1.91(0.41)
Chateauneuf	484 ± 21	4	3.1(0.6)	12.9(4.1)	3.74(0.39)	2.07(0.41)
Thaurion	463 ± 12	4	4.5(1.0)	19.2(0.8)	4.05(0.08)	2.93(0.31)
Celoux	406 ± 20	1	1.7	7.4	3.27	1.27

Ces roches sont des leptynites pour la plupart et proviennent sans doute d'anciens microgranites ou rhyolites.

La valeur de l'échantillon du Celoux écartée (probablement échantillon très altéré), les teneurs en éléments radioactifs sont assez homogènes.

Dans le Haut Allier, le groupe leptyno-amphibolique surtout constitué d'orthogneiss (70 %) présente les valeurs suivantes :

U = 1.4 ppm Th = 15.4 ppm A = 1.82 μWm^{-3}

III.2.1.3 - Discussion des valeurs

Globalement, les teneurs des orthogneiss à affinité alcaline comme ceux à affinité calco-alcaline ne sont pas différentes. De même, l'évolution avec l'âge ne semble pas nette. Les teneurs moyennes (voi Fig. 3) sont légèrement plus fortes que pour les paragneiss et les anatexites :

U = 3.97ppm
Th = 15.49 ppm
A = 2.49 μWm^{-3}

Compte tenu de l'allure normale des histogrammes de fréquence, on peut espérer, et pour les mêmes raisons que précédemment, que les teneurs correspondent aux teneurs réelles de la roche et que les effets de l'altération superficielle sont négligeables.

III.2.2 - Etude des granites hercyniens

III.2.2.1 - Granites antérieurs au Viséen supérieur

Ils se localisent au Nord du chevauchement majeur.

A - Les leucogranites de la Brâme, de Chateauponsac et du Morvan

En limousin, on trouve le complexe leucogranitique de la Brâme, dont l'âge minimum de mise en place est de 361 M.a. Ce massif est intrudé par le granite de chateauponsac daté à 348 $\pm$ 6 M.a.

Le premier est un leucogranite calco-alcalin dont les valeurs en éléments radioactifs ont été déterminées à la fois sur des échantillons de surface comme sur les roches de forage par Ranchin (1971)

roches de surface	U = 6.9 ppm	Th = 23.0 ppm	A = 3.8 μWm^{-3}
roches de forage	U = 14.9 ppm	Th = 12.7 ppm	A = 5.1 μWm^{-3}

Comme le granite de la Brâme, le granite de Chateauponsac a été étudié à la fois sur les roches de surfaces et sur les roches de forage.

roches de surface U = 8.1 ppm Th = 15.7 ppm A = 3.6 μWm^{-3}

roches de forage U = 18.2 ppm Th = 8.7 ppm A = 5.75 μWm^{-3}

Ces deux granites présentent les mêmes caractères :

. forte variabilité des teneurs en Th (3 à 30 ppm) des échantillons de surface ;

. faible valeur moyenne en Th des échantillons de sondage ;

de sondage ;

. Effet de l'altération important sur l'uranium donc localisation sous forme d'uraninite ;

. Compte tenu du fait que les mesures en forage sont plus fiables car moins sujettes à l'altération, ce sont ces valeurs qui sont retenues : la production de chaleur adoptée est donc supérieure à 5 μWm^{-3} .

Dans le Morvan, les granites d'Avallon, Semur et de Mesvres sont très proches du granite de Chateauponsac :

	N	U (ppm)	Th(ppm)	A μWm^{-3}
Avallon , Semur	3	7.0(1.6)	17.7 (3.9)	3.47(0.3)
Mesvres	2	5.9(0.1)	16.7(13.6)	3.15(1.02)

Les teneurs sont proches des échantillons récoltés en surface dans le granite de la Brâme et le granite de Chateauponsac. Cependant, aucun argument ne nous permet de dire que les teneurs réelles sont, comme en Limousin, beaucoup plus élevées, et en l'absence de données de forage, ce sont les valeurs données dans le tableau précédent qui seront retenues.

B - Les granitoïdes de Guéret

Les granitoïdes de Guéret, bien que pratiquement indemnes de déformations, sont antérieurs au Viséen et ne montrent pas à leurs bords de trace de métamorphisme, mais des contacts faillés. Ils sont datés à 356 $\pm$ 10 M.a. (faciès à biotite et cordiérite).

Ranchin y distingue cinq faciès allant des granodiorites à des monzogranites. Les teneurs en éléments radioactifs y sont homogènes à l'exception du granite de la Souterraine enrichi en uranium.

	N	U (ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Faciès orienté	9	4.0(0.6)	21.2(2.0)	2.86(0.20)
Faciès cataclastique	4	5.0(1.0)	20.0(2.1)	3.07(0.18)
Faciès monzonitique	3	5.3(1.2)	21.3(2.5)	3.22(0.50)
Faciès porphyroïde	9	5.7(1.0)	19.3(2.5)	3.19(0.28)
Faciès porphyroïde de La Souterraine	6	8.7(3.0)	14.3(3.6)	3.63(0.56)
Faciès à microcline (porphyroïde)	2	5.5(0.5)	17.0(2.0)	3.02(0.25)

Les échantillons présentés ci-dessus proviennent du Massif de Guéret ou du Massif d'Oradour St Genest.

Les échantillons prélevés dans le faciès de Chanon et de Ladapeyre sont nettemement plus uranifères. Ce fait est à relier avec une évolution métasomatique de ces derniers (Gauthier, 1973).

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Faciès C_1	7	6.7 (3.7)	14.7 (6.4)	3.16(1.17)
Faciès C_2	20	6.4 (3.0)	10.0 (4.3)	2.73(0.91)
Faciès C_3	23	8.4 (4.4)	14.2(16.7)	3.50(1.53)
Ladapeyre	9	13.0(14.9)	16.9 (7.4)	4.97(3.92)

Les faciès communs du granite de Guéret sont donc homogènes au point de vue des teneurs en U et Th, mais en cas de métasomatose à proximité de leucogranites (faciès de La Souterraine, Chanon), les teneurs en U augmentent alors que les teneurs en Th diminuent.

Ranchin (1971) a discuté l'effet de l'altération sur les teneurs en uranium dans le granite de Guéret, à partir d'échantillons sains prelevés dans la carrière de Maupuis. La moyenne en uranium est de 6.5 ppm alors que la moyenne des échantillons normaux est de 5.0 ppm, ou plus exactement si l'on pondère par des surfaces d'affleurement des différents faciès de 5.25 ppm. La

perte en uranium serait de l'ordre de 25 %, ce qui nous donnerait une production de chaleur pour le massif de Guéret de 3.6 μWm^{-3}. Nous affecterons cette valeur également aux ensembles rattachés au granite de Guéret, tel que les granites d'Ussel, Oradour, St Genest, Tréban, etc...

C - Les autres granitoïdes antéviséen du Limousin

Le granite de St Junien-Vaulry - Cieux a été daté à 352 M.a. C'est un granite à biotite assez hétérogène, présentant plusieurs faciès. Les teneurs moyennes ne sont pas trop différentes de celles proposées pour Guéret. Pour 5 échantillons :

U = 6.4 ppm (2.7) Th = 16.8 ppm (5.9) A = 3.22 μWm^{-3} (0.70)

Le granite d'Aureil daté à 346 M.a. est formé de trois zones avec passage progressif entre chacune d'elles.

1 = granite orienté riche en biotite
2 = granite moins riche en biotite
3 = granite à 2 micas.

Ranchin note que les différents faciès ne présentent pas de variations de teneur en uranium importantes. De même pour le thorium, les variations semblent faibles.

Les teneurs moyennes sont les suivantes , pour 9 échantillons :

U = 6.4 ppm (2.5) Th = 15.3 ppm (5.7) A = 3.11 μWm^{-3} (0.79)

Ranchin propose pour le massif d'Aureil pour l'uranium une moyenne de 5.8 ppm (40 valeurs) et pour le thorium, de 21.7 ppm (9 valeurs).

Les granites antéviséens à biotite du Limousin sont donc relativement homogènes au point de vue de leur teneurs en éléments radioactifs.

D - Le granite à biotite du Millevaches

Ce granite présente plusieurs faciès :

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Faciès porphyroïde	3	4.3(0.5)	22.3(6.8)	3.67(0.48)
Faciès équigranulaire	2	5.5(2.5)	26.5(4.5)	3.73(0.35)
Faciès orienté à sillimanite	3	7.0(1.4)	18.7(5.2)	3.56(0.02)

Ces valeurs sont à rapprocher de celles des granites du Limousin et principalement du granite de Guéret.

E - Les granites du Bourbonnais

Les granites des Bois Noirs, et de St Julien la Vêtre, sont riches en gîtes uranifères. Datés à 346 M.a., ils sont particulièrement riches en potassium. Les résultats en uranium, thorium et production de chaleur sont présentés sous forme d'histogrammes de fréquence sur la figure 4. Le granite porphyroïde de St Julien semble moins riche en uranium que le granite non porphyroïde des Bois Noirs.

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Granite porphyroïde de St Julien	33	4.4	29.7	3.64
Granite équigranulaire des Bois Noirs	10	7.1(2.2)	27.0(5.7)	4.11(0.77)
Granite à grain fin des Bois Noirs	50	7.2(3.3)	37.0(8.6)	4.91(0.91)

Bien que le débat ne soit pas clos sur le problème d'une relation génétique entre les deux massifs, on peut envisager une origine différente. Néanmoins, si les teneurs en uranium des granites du Bourbonnais peuvent être comparées à celles des granites du Limousin, ces teneurs en thorium y sont pas contre nettement supérieures.

F - Le granite de Tournon

Ce granite, situé sur la vallée du Rhône, a été daté à 336 M.a. Les valeurs moyennes obtenues à partir de 7 échantillons sont les suivants :

U = 8.7 ppm (4.0) Th = 35.6 ppm (9.0) A = 5.2 μWm^{-3} (1.26)

Comme le granite des Bois Noirs, il est riche en uranium et en thorium.

G - Les granites du Morvan

Le granite de Gien sur Cure , franchement intrusif dans les sédiment dévono-dinantiens, a un âge d'environ 345 M.a. (âge minimum sur biotite : 334 ± 4 M.a.)

Les valeurs des teneurs en uranium, thorium et de la production de chaleur sont les suivants pour quatre valeurs :

U = 5.5 ppm (0.5) Th = 22.0 ppm (2.9) A = 3.38 μWm^{-3} (0.34)

Encore une fois, ces teneurs sont significativement proches de celles des granites antéviséens type Guéret.

H - Les granites du Lyonnais

Le granite de Montagny (riche en **enclaves** vaugnéritiques), le le granite de St Héand et le granite de Charbonnière sont antérieurs aux dernières déformations.

Les teneurs de ces granites porphyroïdes sont proches des autres granites à biotite syntectoniques.

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Montagny	**4**	4.5(0.4)	16.1(0.9)	2.58(0.90)
St Héand	1	3.2	23.8	2.85
Charbonnière	1	4.6	10.4	2.23

I - Conclusion

Deux types principaux peuvent être dégagés :

. les granites à biotite dont les teneurs en uranium s'échelonne entre 4 et 6 ppm, les teneurs en thorium entre 15 et 20 ppm, et les productions de chaleurs entre 3 et 3.6 μWm^{-3} ;

. les leucogranites dont les teneurs des échantillons de surface évoluent entre 7 et 9 ppm pour l'uranium, entre 15 et 25 ppm pour le thorium et dont la production de chaleur est voisine de 4 μWm^{-3} . Les échantillons provenant des forages sont alors beaucoup plus riches en uranium.

Ces deux types ont des affinités calco-alcalines. Dans le premier

cas, les rapports Th/U sont voisins ou supérieurs à 3, alors que dans le second, ils sont voisins de 2 et même inférieurs à 1 pour les échantillons de forage.

Certains granites à biotite (La Souterraine, Chanon) présentent des valeurs plus proches des leucogranites et ont subi probablement des phénomènes de contamination analogues. Les granites du Bourbonnais sont nettement plus riches en thorium et en uranium ainsi que le granite de Tournon.

III.2.2.2 - Granites postérieurs au Viséen supérieur

Après le premier épisode dévonien, l'activité magmatique se généralise à tout le Massif Central. Le volcanisme se manifeste dans le Nord Est au Viséen supérieur, parallèlement à de nombreux massifs calco-alcalins.

A - Les granites à biotite du Nord Est du Massif Central

Ces granites présentent de nombreux points communs : richesse en enclaves basiques, développement de granophyre et de bordures grenues qui attestent d'une mise en place à faible profondeur (Didier et Lameyre, 1980).

Les données sur le granite de Mayet de Montagne sont présentées sous forme d'histogrammes à la figure 5.

Par analogie de faciès (feldspaths roses), les granites de St Laurent de Chamousset et de St Maurice Chateauneuf ont été rapprochés du granite de Mayet. Ces granites sont en effet également riches en éléments radioactifs :

	N	U (ppm)	Th (ppm)	A (μWm^{-3})
Mayet	48	8.04 (2.55)	36.84 (6.41)	5.11 (0.82)
St Laurent	4	7.3 (1.4)	36.4 (5.0)	4.95 (0.71)
St Maurice	6	13.9 (8.9)	75.7 (74.9)	9.22 (7.50)

Par contre, les faciès à feldspaths blancs les font rapprocher du granite de St Julien la Vêtre (Salt en Donzy, St Galmier)

Salt en Donzy, N = 2 :

U = 3.2 ppm (0.8) Th = 17.2 ppm (6.3) A = 2.39 μWm^{-3} (0.21)

Les teneurs sont plus faibles ainsi que pour le granite de St Julien la Vêtre.

Au Nord Est du Massif Central, le Morvan a été étudié par H.G. Carrat (1969). Deux massifs très voisins (le batholite des Settons, au Nord, et le batholite de Luzy, au Sud) sont séparés par des roches dévono-dinantiennes.

Carrat avait déjà montré que les teneurs en uranium étaient très voisines pour les deux massifs. Il en est de même pour le thorium et la production de chaleur.

	N	U (ppm)	Th (ppm)	A (μWm^{-3})
Settons	36	6.1 (3.3)	29.7 (13.3)	4.10 (1.14)
Luzy	35	7.4 (5.6)	28.5 (7.1)	4.74 (3.9)

Les histogrammes de fréquence correspondant sont donnés sur les figures 6 et 7.

Le caractère bimodal de la distribution pour l'uranium peut être lié aux enrichissements silico-potassiques (Carrat, 1971) ou à l'altération.

La figure 8 présente un histogramme de fréquence pour l'ensemble des deux massifs.

Les roches du toit du granite (granophyres, rhyolites) présentent les mêmes teneurs voisines :

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Granites à biotite	71	6.7(4.6)	32.1(27.7)	4.42(2.88)
Granophyres	4	6.8(2.2)	29.0 (6.6)	4.21(0.38)
Rhyolites roses	3	5.0(1.4)	26.7(10.1)	3.68(0.80)
Microrhyolites	2	5.5(1.5)	41.0 (0.0)	4.78(0.37)
Rhyolites alcalines	13	6.1(2.6)	26.8(10.2)	3.92(1.16)
Rhyolites calcoalcalines	20	5.7(1.3)	21.2 (8.3)	3.42(0.77)

Les granites du Morvan constituent un granite voisin du granite du Mayet par ses teneurs, quoique sensiblement moins riches en uranium et thorium.

Les granites à biotite du noyau arverne ont donc en général des teneurs en uranium supérieures ou égales à 7 ppm, des teneurs en thorium supérieures à 30 ppm et une production de chaleur supérieure ou égale à 4.5 ppm.

B - Les granites d'anatexie

Ces granites bordent le chevauchement majeur : ce sont les complexes leucogranitiques du Millevaches et du Limousin, auxquels nous rajouterons comme Didier et Lameyre (1971) le massif subautochtone du Velay et les leucogranites du Morvan (la Pierre qui Vire).

Le granite du Millevaches est le plus grand complexe leucogranitique du Massif Central. Ce massif constitue une sorte de diapir englobant des masses importantes de shistes et gneiss dont les paragenèses s'accordent avec les granites. L'abondance des témoins très métamorphiques dans le granite suggère "l'existence d'un plancher migmatitique et une épaisseur limitée pour les leucogranites" (Didier et Lameyre, 1980). Lameyre propose pour ces leucogranites une origine anatectique affectant les shistes riches en eau. La forte activité deutérique de l'eau se traduit pas une muscovitisation intense et des poches pegmatitiques, mais aussi par des enrichissements en uranium, wolfram, étain, etc...

Comme nous l'avons évoqué dans un chapitre précédent (II-2), les leucogranites sont affectés par l'altération superficielle quant à leur teneur en uranium. Les échantillons dont nous disposons sur le Millevaches provenant de la surface, il convient de leur affecter une correction importante.

La situation est voisine pour les granites de St Sylvestre et ceux de la Marche (Crozant, Lourdoueix; Measne, Crevant et Vesdun), mais aussi pour le complexe du Velay provenant de l'anatexie de la série métamorphique.

	Age(M.a.)		U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Millevaches	327 ± 7	11	10.9(3.7)	19.7(15.2)	4.63(1.22)
St Sylvestre	326 ± 15		8.5	17.3	3.9
Marche		37	6.9(4.1)	13.0 (6.9)	3.8 (1.3)
Velay faciès à biotite		3	2.9(0.9)	16.7 (6.5)	2.23(0.68)
Velay faciès à cordiérite		5	4.6(1.8)	17.5 (5.6)	2.72(0.68)
Velay leucogranite		1	7.5	12.3	3.26
Rappel anatexites		20	2.8(0.9)	14.3 (4.9)	2.07(0.46)

Il apparait que les roches granitiques formées à partir de l'anatexie des gneiss _ ne sont pas enrichis en uranium et thorium (granite à biotite du Velay ≠ anatexites). Les enrichissements des leucogranites en uranium sont liés à la phase deutérique. Les teneurs en thorium sont les mêmes que pour les anatexites.

Comme ces leucogranites sont généralement peu épais, leur contribution au flux de chaleur est quasiment négligeable. Le leucogranite de St Mathieu (Limousin) provient de l'anatexie d'orthogneiss (Duthou, 1977). Ces teneurs en éléments radioactifs sont très faibles, notamment la valeur du thorium qui est beaucoup plus faible que celle des orthogneiss. Ce granite très particulier a été daté par J.L. Duthou à 315 M.a.

U = 3.5 ppm (0.9) Th = 3.0 ppm (0.7) A = 1.5 μWm^{-3} (0.3)

Les leucogranites de Blond en Limousin et de la Pierre qui Vire dans le Morvan proviennent selon Didier et Lameyre (1980) de l'anatexie de granites à biotites pré-existants.

	N	U(ppm)	Th(ppm	A(μWm^{-3})
Blond	7	13.1(7.0)	14.6 (9.1)	4.76(1.49)
Guéret	27	5.3	21.0	3.3
Pierre qui Vire	10	6.8(1.6)	14.5 (5.2)	3.15(0.46)
Settons	36	6.1(3.3)	29.7(13.3)	4.10(1.14)

Ces leucogranites n'ont pas grand rapport au point de vue des teneurs en éléments radioactifs avec leur encaissant granitique. Par

contre, comme les autres leucogranites, ils présentent des valeurs identiques en thorium aux anatexites, avec enrichissement en uranium. D'ailleurs Carrat proposait déjà cette origine pour les leucogranites de la Pierre qui Vire.

La localisation de certains granites d'anatexie autour du chavaucnement majeur de Burg et Matte (1978) peut être reliée à l'épaississement crustal lié à la collision des deux "continents nord et sud" qui a porté les roches crustales paradérivées à des températures rendant l'anatexie possible.

Les teneurs en thorium sont conservées alors que l'uranium est reconcentré (x 2). Les granites du Limousin et du Millevaches voient leur teneur en uranium fortement enrichie lors des processus deutériques. Il semble que ce soit cet uranium secondaire qui soit le premier atteint par l'altération superficielle.

L'ensemble des valeurs des leucogranites (échantillons de surface) est représenté sous forme d'histogramme à la figure 9.

C - Les granitoïdes des zones périphériques

Il s'agit des granites cévennols étudiés par L. Schlumberger dans son D.E.A. (1979) auxquels les échantillons supplémentaires de la Margeride ont été ajoutés, et les granites à biotite du Limousin. Pour les granites cévennols, les valeurs sont les suivantes :

		N	U (ppm)	Th (ppm)	A (μWm^{-3})
Mont Lozère	Faciès à biotite Muscovite	5	3.6 (0.5)	11.4 (4.6)	2.16 (0.44)
	Faciès à biotite	4	4.1 (1.9)	21.0 (7.7)	2.99 (0.63)
	Granite du Pont de Montvert	3	5.2 (1.4)	24.4 (4.0)	3.47 (0.67)
	Granite de la Borne	3	5.4 (1.0)	22.4 (2.2)	3.39 (0.44)
Margeride	Faciès clair	4	6.1 (3.6)	11.1 (1.5)	2.71 (0.85)
	Faciès moyen	4	3.4 (0.5)	15.7 (0.5)	2.33 (0.27)
	Faciès sombre	11	5.3 (1.6)	25.3 (10.6)	3.61 (1.13)
Aiguoual	Faciès Nord	2	6.3 (0.8)	29.7 (2.3)	4.12 (0.04)
	St Guiral	3	8.4 (0.4)	29.6 (0.5)	4.65 (0.06)
	Liron	2	7.5 (0.1)	34.6 (0.7)	4.76 (0.08)
	Faciès hétérogène	1	6.8	33.3	4.49

Pour ces granites,il semble que l'altération joue un rôle important.Les granites du Mont Lozère et de la Margeride sont généralement représentés en surface par des "boules" granitiques au sein d'arènes. Par contre l'échantillonnage du Mont Aigoual a été effectué en carrière et le forage de la Margeride (Estables) a donné 8 échantillons sur 11 du faciès sombre.

Le granite du Mont Aigoual pourtant proche de celui du Mont Lozère par la pétrologie, la géographie et l'âge Rb/Sr (Aiguoual : 298 M.a., St Guiral et Liron 280 M.a., Lozère : 292 M.a.), présente des teneurs en éléments radioactifs supérieures.

Le granite de la Margeride est affecté par une altération importante se traduisant par départ d'uranium de 25 %. Par contre, il semble qu'il y ait une augmentation des teneurs en thorium avec les teneurs en biotite (augmentation du faciès clair vers le faciès sombre) qui peut éventuellement être expliquée par de la différenciation par gravité (Couturié, 1977) : les minéraux accessoires denses, riches en thorium, ont migré vers le bas. Les teneurs en éléments radioactifs, et en particulier en uranium et thorium, se rapprochent de celles observées dans le massif de Guéret.

Le granite de l'Aiguoual, au contraire, présente des teneurs plus fortes et se rapprocherait plutôt des granites du Forez, Charollais Morvan.

Le granite du Mont Lozère qui présente des valeurs voisines de celles du Massif de la Margeride, est d'autre part en continuité gravimétrique avec ce massif (Muon, D.E.A., Montpellier 1980) : c'est pourquoi nous les rattacherons dans un même ensemble.

Les granites du Limousin peuvent être séparés en deux classes :

(1) Les granites du Confolentais (Hiesse et Esse , Chirac) présentant des caractères voisins au point de vue pétrologique (feldspaths roses) et se caractérisent par des enrichissements en uranium, thorium analogues aux granites du Nord-Est.

(2) Le granite de Piegut Pluviers, intrusif dans le socle, présentant à ses bords des contacts métamorphiques. Ce granite se serait formé à

partir de niveaux basiques dans la série gneissique (Dutreuil, 1971). Il présente de toute façon des caractères communs avec le leucogranite environnant de St Mathieu : "... même granitisation appliquée à des terrains originellement différents...".

Ce granite, de même âge que celui d'Esse , Hiesse, Confolens, est nettement moins enrichi et se rapproche plutôt des granitoïdes types Guéret.

Pour le granite d'Esse, il faut noter l'effet important de l'altération sur les boules granitiques qui fait partir de 80 à 90 % d'uranium et dont nous tiendrons compte pour la suite

	N	U(ppm)	Th(ppm)	A(μWm^{-3})
Piegut	5	3.2(1.3)	19.0(4.5)	2.76(0.53)
Esse { Boules granitiques	3	3.2(0.99)	16.6(3.3)	2.38(0.59)
Esse { Carrières	2	14.8(1.6)	23.5(2.3)	5.95(0.50)
Chirac	1	11.3	31.5	5.52

Deux tendances se dégagent donc dans les granites des zones externes :
- roches légèrement enrichies type Guéret (Margeride, Lozère, Piegut, Pluviers);
- roches très enrichies, type Forez (Chirac, Esse).

III.3 - PRODUCTION DE CHALEUR DES AUTRES ROCHES AFFLEURANT DANS LE MASSIF CENTRAL

Basaltes alcalins (Bac de Montmeyre)

U = 1.9 ppm (0.3) Th = 7.2 ppm (1.5) K = 1.83 % (0.24) A = 1.18 μWm^{-3} (0.21)

Compte tenu de leur faible volume, ces roches n'interviennent pas au point de vue de leur contribution du flux de chaleur d'origine radioactive (cependant, il n'est pas exclu que ceux-ci cèdent encore de la chaleur à leur encaissant en profondeur).

Vaugnérites

Les vaugnérites sont des roches éruptives de composition granodioritique très riches en biotite (jusqu'à 50 %) et de structure grenue. On rencontre généralement les vaugnérites en enclave dans les granites (Lyonnais, Velay, Margeride). Ces roches paraissent enrichies en uranium.

	U(ppm)	Th(ppm)	K (%)	A(μWm^{-3})
Morvan	2.8(1.2)	18.7(10.9)	3.53(0.62)	2.40(0.94)
Lyonnais	10.1(3.1)	19.1 (0.6)	2.39(0.65)	4.20(0.81)
Margeride	15.1(7.3)	18.1 (8.1)	5.76(1.07)	5.76(1.41)

Diorites quartziques

Ces roches qui se sont mises en place il y a 360 à 380 M.a., ont une origine discutée ; néanmoins il semble bien qu'elles soient d'origine magmatique. Elles suivent d'après Didier et Lameyre (1980) une isograde du métamorphisme qu'ils ont appelé "ligne tonalitique". Ces roches sont pauvres en éléments radioactifs. Des mesures ont été effectuées sur ces roches dans le forage du Bac de Montmeyre :

n = 5 U = 1.9 ppm (1,1) Th = 5.8 ppm (3.8)

Elles sont associées, dans le même forage, à des roches claires (syénites) enrichies en uranium mais surtout en thorium

n = = 11 U = 6.1 ppm (2.4) Th = 42.6 ppm (6.4)

Les roches sédimentaires n'ont pas été analysées compte tenu de leur faible volume dans le Massif Central.

Toutes les roches de ce paragraphe (basaltes, vaugnérites, diorites) ont une extension en volume tout à fait négligeable et nous n'en tiendrons pas compte dans la suite.

IV - ETUDE DE LA PRODUCTION DE CHALEUR DES GRANULITES

Compte tenu du fait que nous disposons à la fois d'échantillons récoltés en surface qu sein du groupe leptyno-amphibolique et d'échantillons ramenés par les volcans, nous essaierons pour chaque type de granulites, de comparer les teneurs respectives suivant l'échantillonnage.

Les nombreux travaux sur ce type de roches montrent un appauvrissement très net en éléments lithophiles, et en particulier en U et Th (Lambert et Heier, 1967 , 1968 ; Smithson et Brown, 1977 ; Dostal et Capedri, 1978 ; Sighinolfi et Sakai, 1976 ; Dupuy et al., 1979).

Nous nous inspirons de la classification de Lambert et Heier (1968) en trois types de roches :

- granulites acides (SiO_2 > 65 %)
- granulites intermédiaires (55 % < SiO_2 < 65 %)
- granulites basiques (SiO_2 < 55 %)

Les valeurs proviennent toutes de données d'activation neutronique étalonnées par rapport au standard BCR1.

Dans les différents endroits où les granulites ont été remontées par les volcans néogènes, les proportions des différents types de roches sont les mêmes (Leyreloup, comm. pers.). Environ 50 % des roches sont basiques et ultrabasiques, 45 % des roches intermédiaires (gneiss khondalito-kinzigitiques (GKK), charnockites) et 5 % de roches acides.

Dans le groupe leptyno-amphibolique du Haut Allier, les roches acides et intermédiaires prédominent, et peut-être celui-ci représente il le toit de la couche granulitique. Si l'on compare les séries de granulites, on obtient des résultats peu différents quant aux teneurs en U, Th et K pour les roches de même pétrologie.

IV.1 - Roches acides

Les granulites du Haut Allier sont des roches sans silicate d'alumine (Marchand, 1974) pouvant montrer plusieurs paragenèses successives (rétromorphose). Elles sont riches en potassium. Les granulites en enclaves ont une composition granitique et représenteraient les leucosomes anatectiques.

Les teneurs en uranium sont les mêmes dans les deux cas, mais les teneurs en thorium des roches en surface sont doubles

	roches de surface			enclaves
	Massif Central (n = 3)	Indes *	Australie**	Bournac (n = 3)
U	0.65 (0.13)	1.95	2.5	0.53
Th	11.1 (1.8)	14.5	35	6.3
K	4.01 (0.48)	2.9	3.7	3.54

* Atal et al. (1978) (dans Archean Geochemistry)

** Lambert et Heier (1968)

Les granulites acides des boucliers australiens et indiens sont nettement plus riches en éléments radioactifs.

IV.2 - *Roches intermédiaires*

Nous distinguerons dans cette catégorie trois types de roches :

. gneiss KK sont les roches les plus importantes autant en surface dans le Haut Allier qu'en enclaves

. métagrauwackes alcalins à hypersthène

. charnockites intermédiaires

Les teneurs en éléments radioactifs décroissent depuis les gneiss KK jusqu'aux charnockites.

Les teneurs en éléments radioactifs des gneiss KK sont relativement stables pour les différents échantillons et présentent des analogies frappantes avec les anatexites du Massif Central (voir tableau suivant)

	Roches de surface	Enclaves			Anatexites (n=20) Massif Central
	Haut Allier (n=3)	Bournac (n=9)	Montpellier (n=1)	Cantal (n=1)	
U(ppm)	2.28(0.76)	1.24	2.1	2.2	2.82 (0.85)
Th(ppm)	16.0 (1.3)	18.9	16.9	11.8	14.36 (4.98)
K(%)	2.71(0.61)	2.35	2.49	1.74	2.93 (0.27)

Les métagrauwackes à hyperstènes ont des teneurs plus faibles en U ($\leq$ 1 ppm) et en thorium ($\sim$ 5 ppm).

	roches de surface	Enclaves	
	Ht. Allier	Cantal	Bournac
U(ppm)	1.4	0.9	0.6
Th(ppm)	4.2	4.7	6.0
K(%)	0.51	2.91	1.84

Les roches orthodérivées présentent des teneurs en U et Th très faibles et des analyses complémentaires semblent indiquer que cet appauvrissement se fait en liaison avec un appauvrissement en titane et phosphore (éléments caractéristiques des minéraux accessoires). Ce fait tendrait à confirmer que, dans les granulites, l'uranium et le thorium sont uniquement localisés dans les minéraux accessoires (Dostal et Capedri, 1978).

	Enclaves de la chaîne des Puys (n = 2)	enclaves Bournac (n = 5)
U(ppm)	0.3 (0.1)	0.43
Th(ppm)	0.3 (0.2)	1.5
K(%)	1.89 (1.04)	1.09

- *IV.3- Roches basiques*

Les roches basiques sont toutes très appauvries en éléments radioactifs. Pour les échantillons de surface (Haut Allier), les teneurs en uranium et thorium des granulites et des amphibolites provenant de la rétromorphose des granulites sont les mêmes. Elles ont des compositions gabbroïques

	Roches de surface					Enclaves			
	Amphibolites Ht. Allier	Granulites Ht. Allier	Australie Fraser Range*	Australie Mt Musgrave Range *	Australie **	Bournac (n=25)	Coirons (n=2)	Cantal (n=1)	Escandorgue (n=2)
U(ppm)	0.6	0.3	0.6	0.5	0.5	0.43	0.9 (0.7)	0.2	1.0 (0.9)
Th(ppm)	0.9	1.0	1.8	1.76	1.25	1.5	0.4 (0.1)	0.1	0.3 (0.2)
K(%)	0.92	0.80	0.76	0.50	0.27	1.09	0.21(0.02)	0.30	1.89(1.04)

* Lambert et Heier, 1968
** Wilson, 1978 dans Archean Geochemistry

La comparaison avec les données du bouclier australien montre que ce type de roches est très naturellement pauvre en éléments radioactifs.

IV. 4 - Production de chaleur de la croûte inférieure

Nous pouvons donner des teneurs moyennes réalistes pour chaque type de granulite (voir table suivante).

	Roches acides	roches intermédiaires			Roches basiques
	$SiO_2 > 65$ %	G K K	roches méta	roches ortho	$SiO_2 < 55$ %
U	0.53 - 0.65 n = 0.59 ppm	1.24 - 3.04 n = 1.56 ppm	0.63 - 1.35 n = 0.68 ppm	0.22 - 0.43 n = 0.39 ppm	0.00 - 1.96 n = 0.49 ppm
Th	6.3 - 13.4 n = 9.7 ppm	11.75 - 18.9 n = 17.7 ppm	4.17 - 6.00 n = 5.8 ppm	0.10 - 6.00 n = 1.1 ppm	0.00 - 1.5 n = 1.3 ppm
K	3.54 - 4.59 n = 3.78 %	1.74 - 3.32 n = 2.37 %	0.51 - 2.91 n = 1.83 %	1.09 - 2.95 n = 1.32 %	0.09 - 1.34 n = 0.96 %
%	5	20	15	10	50

Si l'on admet que la composition de la croûte inférieure est la même sous les ensembles volcaniques, et que l'on pondère chaque type de roche par sa fréquence dans les enclaves, on obtient les valeurs suivantes :

U = 0.7 ppm Th = 5.7 ppm K = 1.55 %

d'où une production de chaleur de 0.75 μWm^{-3} environ.

Les valeurs moyennes de l'ensemble de nos échantillons sont peu différentes (voir les histogrammes de fréquence de la figure 10

U = 0.9 ppm Th = 5.5 ppm K = 0.77 μWm^{-3}

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et productions de chaleur des paragneiss.

Figure 2 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et productions de chaleur des anatexites

Figure 3 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des orthogneiss.

Figure 4 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des granites syntectoniques de la Montagne Bourbonnaise.

Figure 5 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des granites tardi-tectoniques de la Montagne Bourbonnaise (granites du Mayet - Arfeuilles).

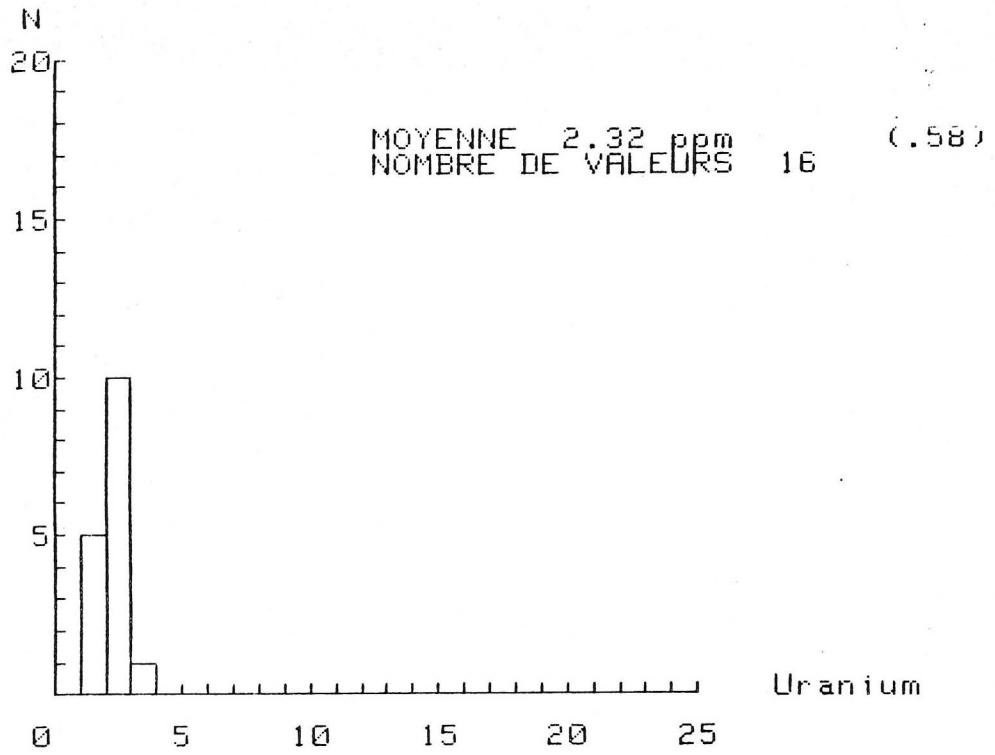
Figure 6 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur du granite des Settons

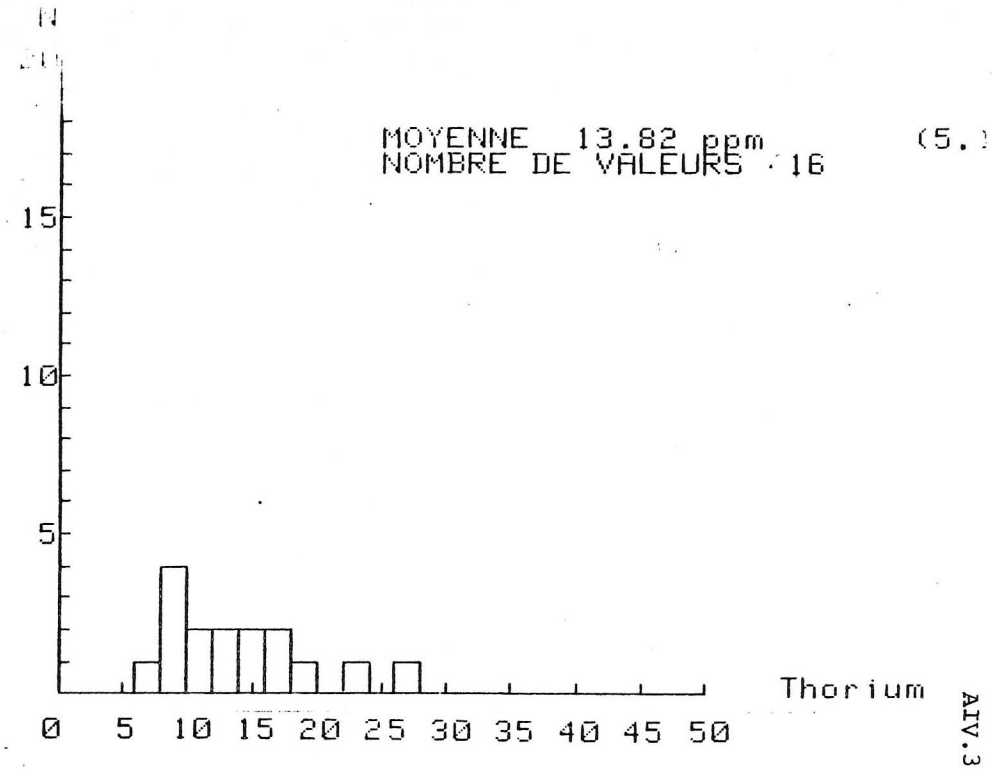
Figure 7 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur du granite de Luzy.

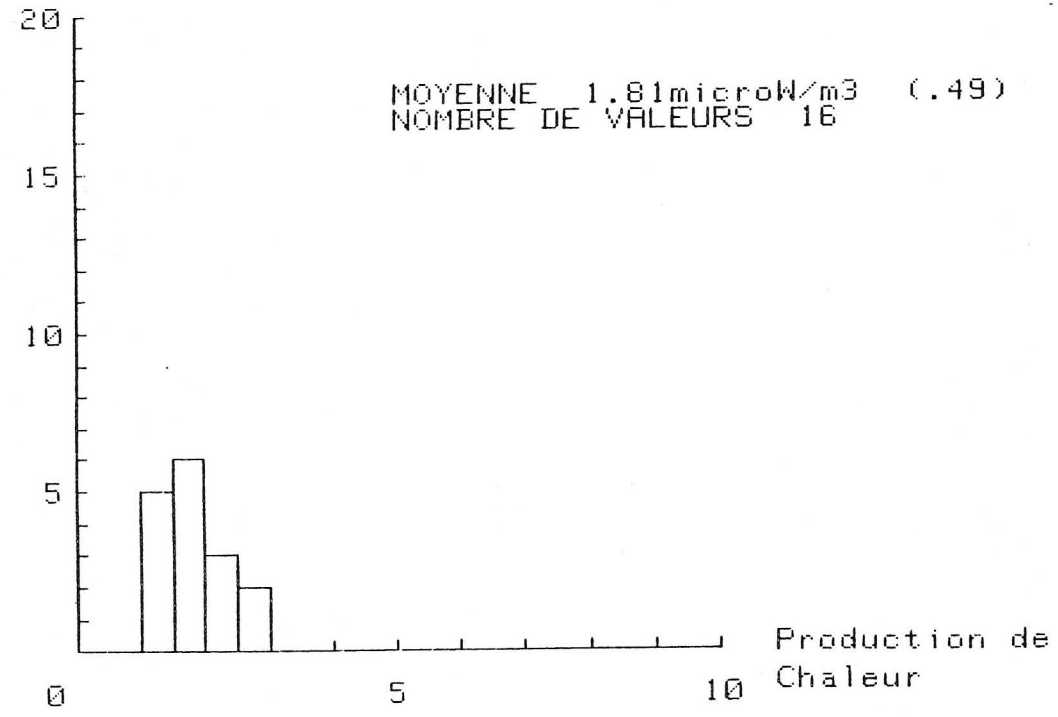
Figure 8 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des granites du Morvan (Settons + Luzy).

Figure 9 : Histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des leucogranites du Massif Central échantillonnés en surface.

Figure 10 : histogrammes des teneurs en uranium, thorium et production de chaleur des granulites du Massif Central (toutes catégories confondues).

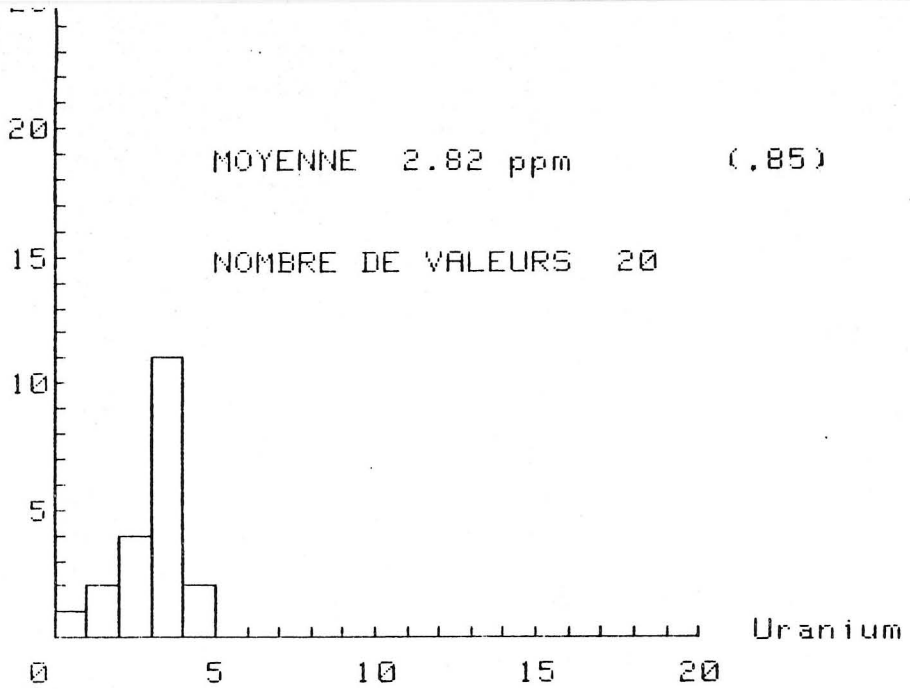


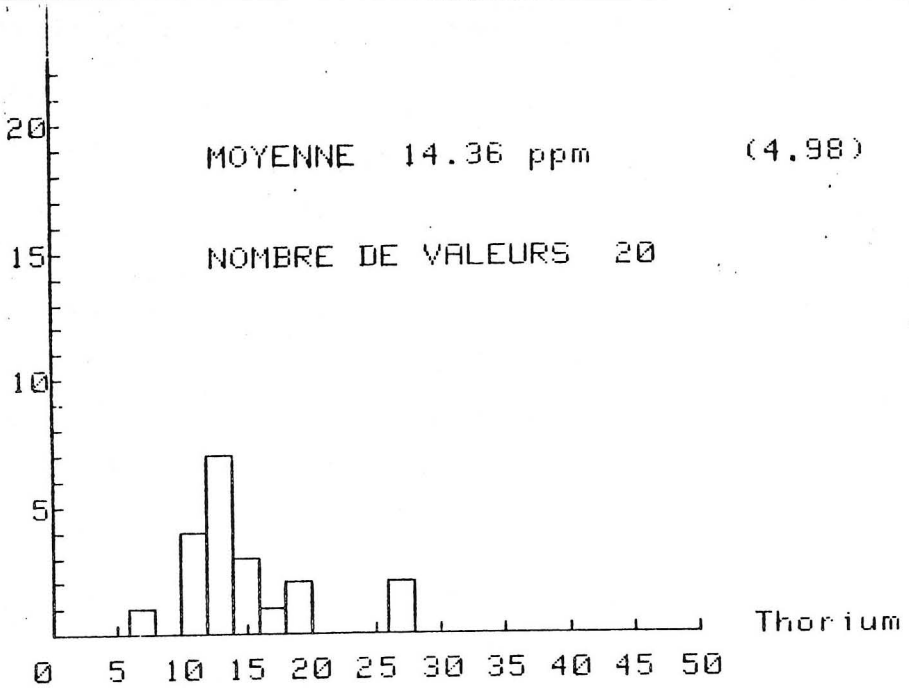




AIV.37

FIGURE 1


MOYENNE 2.82 ppm (.85)
NOMBRE DE VALEURS 20
Uranium
0 5 10 15 20
5 10 15 20


MOYENNE 14.36 ppm (4.98)
NOMBRE DE VALEURS 20
Thorium
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50
5 10 15 20

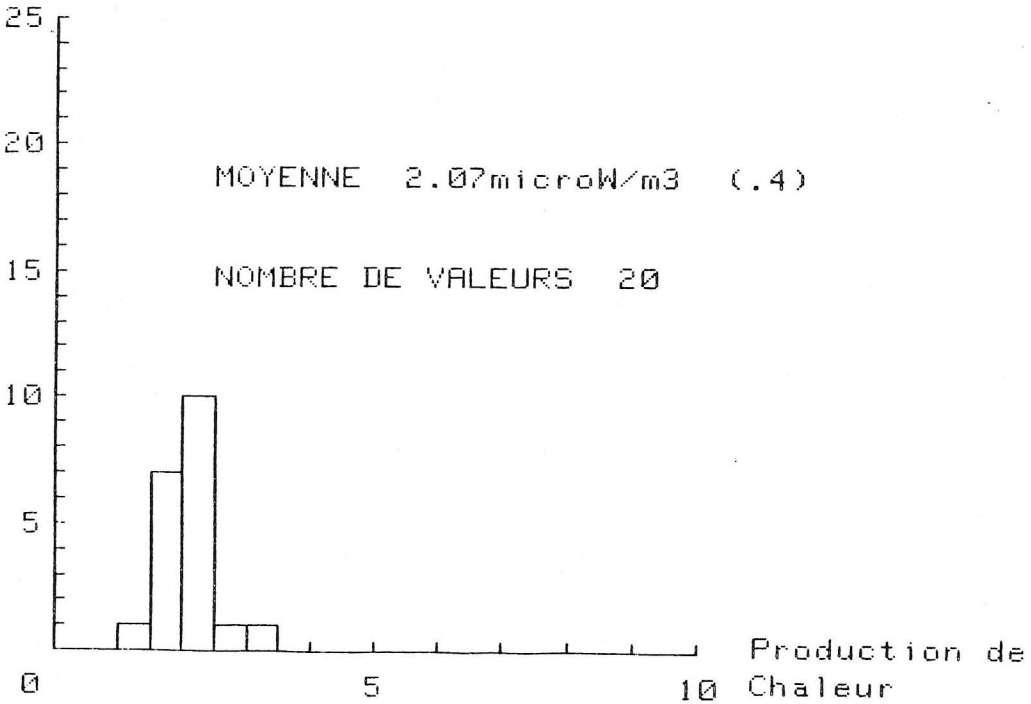
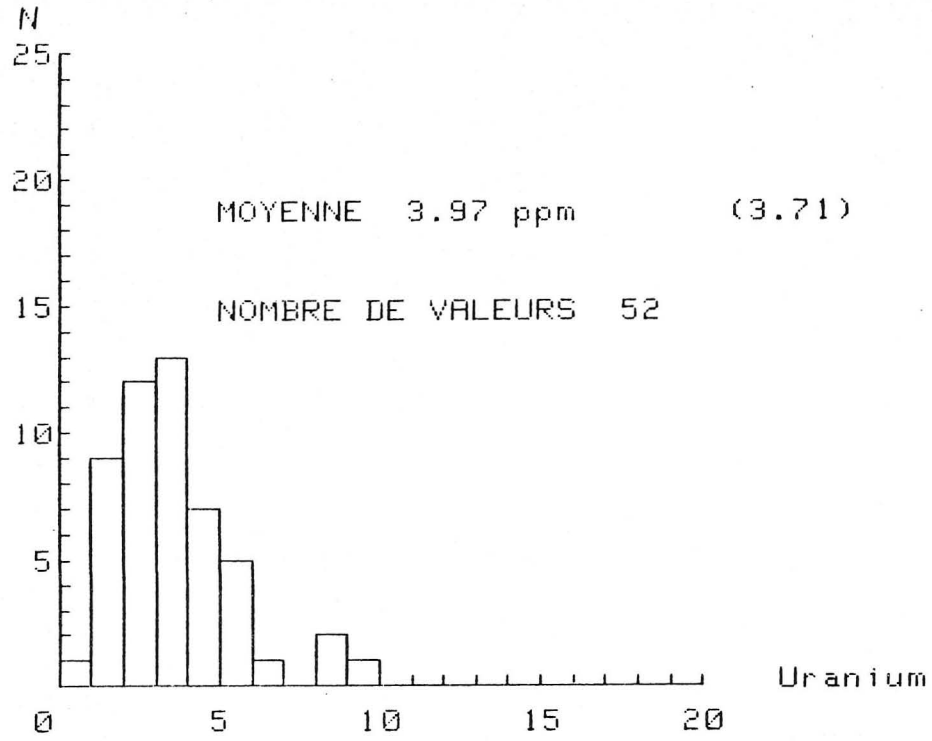
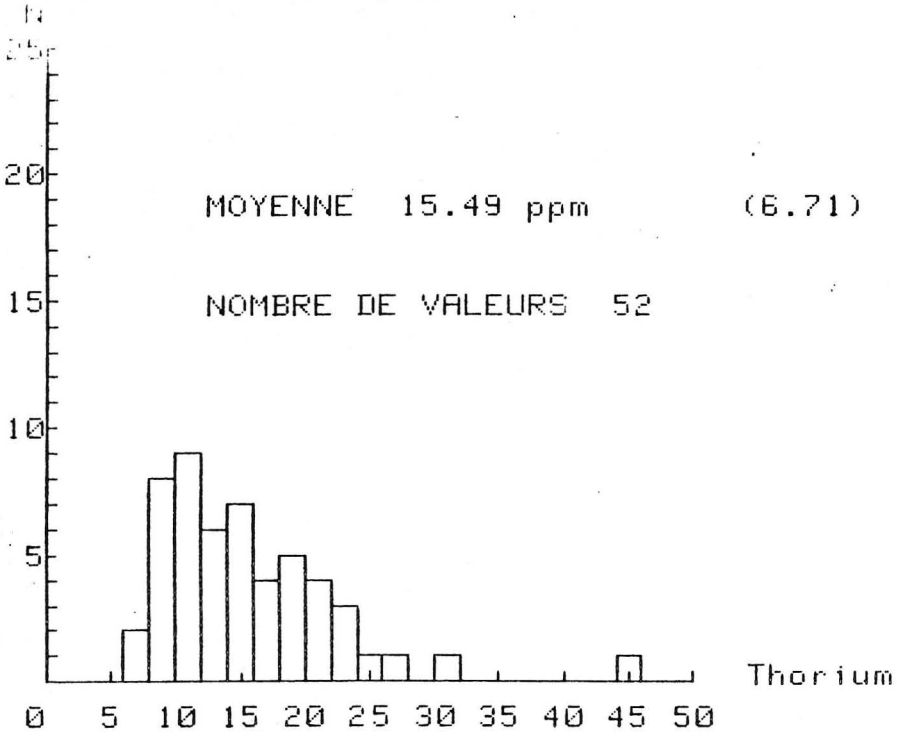
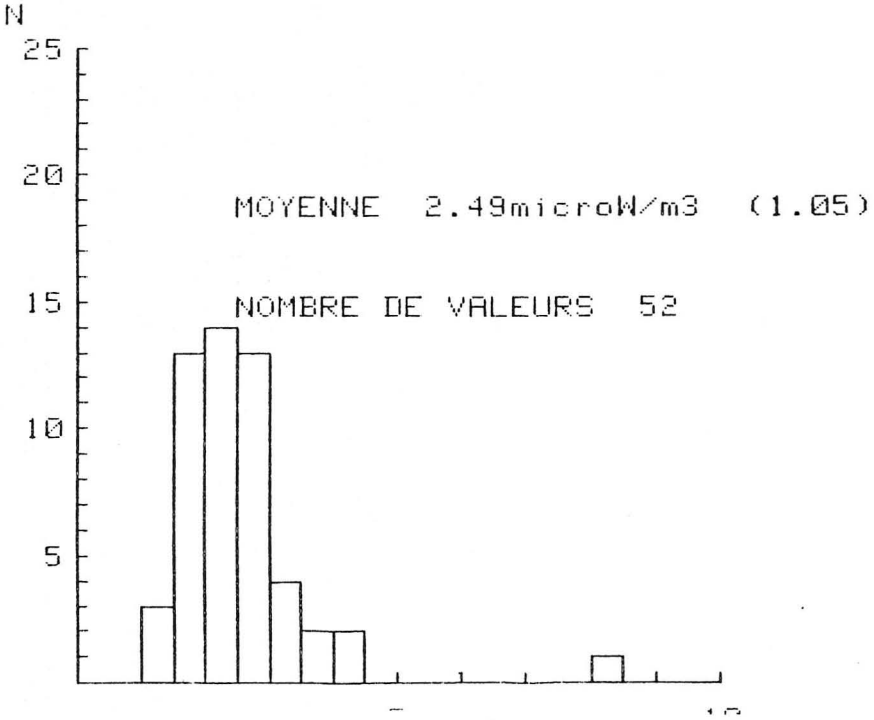

MOYENNE 2.07microW/m3 (.4)
NOMBRE DE VALEURS 20
Production de Chaleur
0 5 10
5 10 15 20 25

FIGURE 2

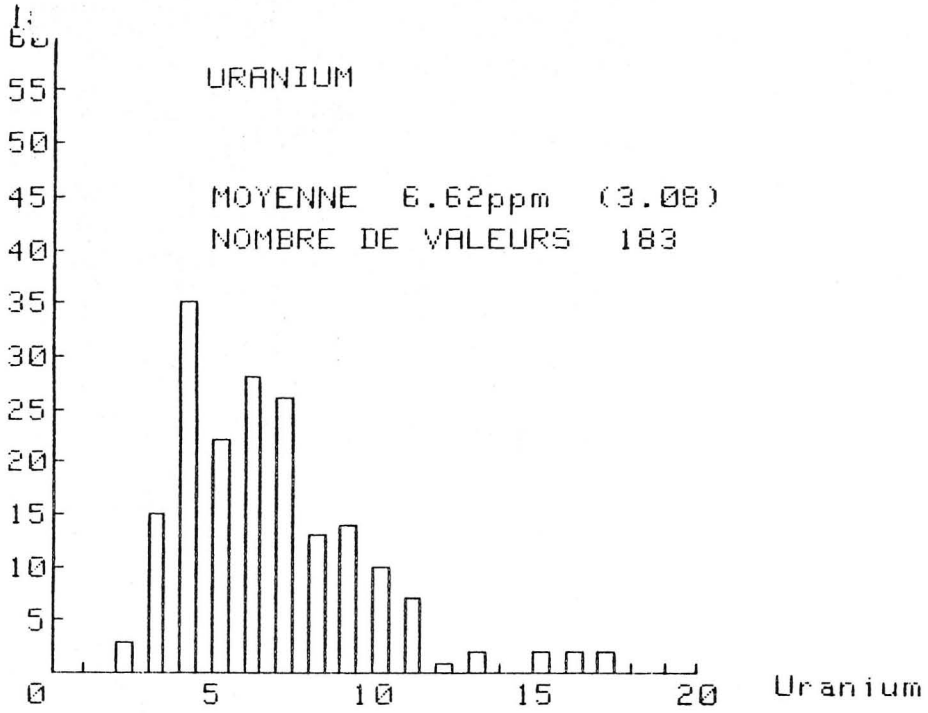


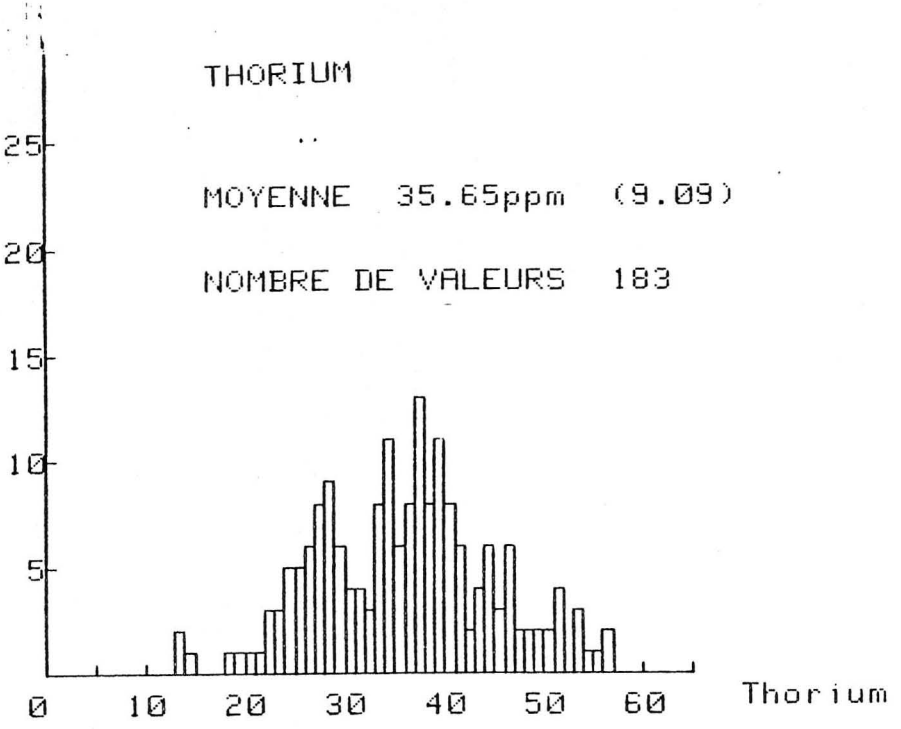




AIV.39

FIGURE 3





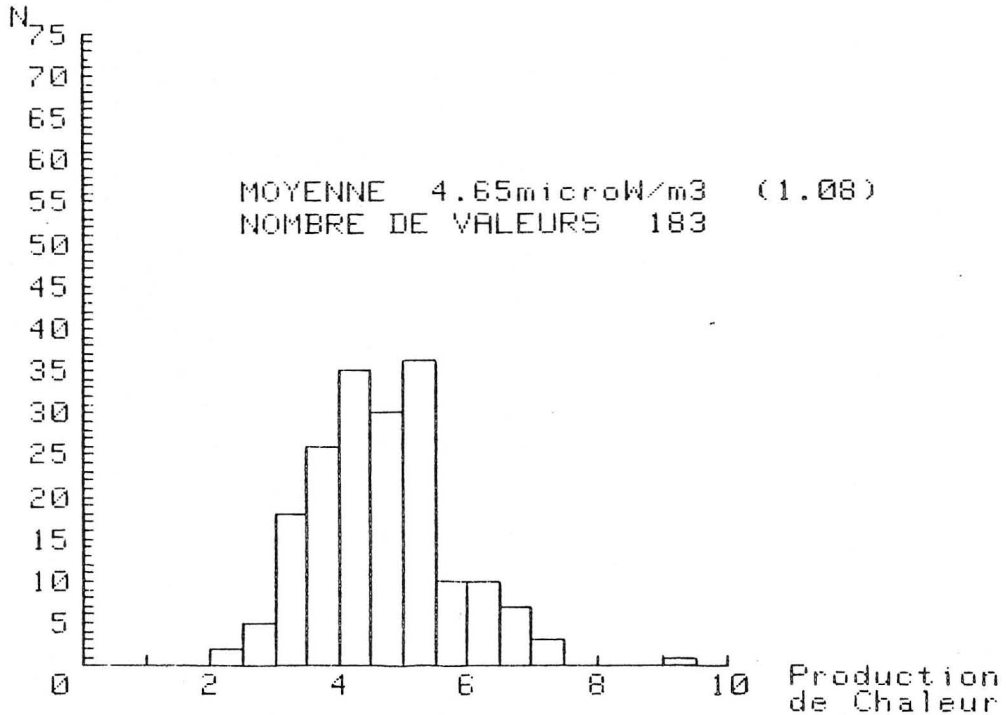
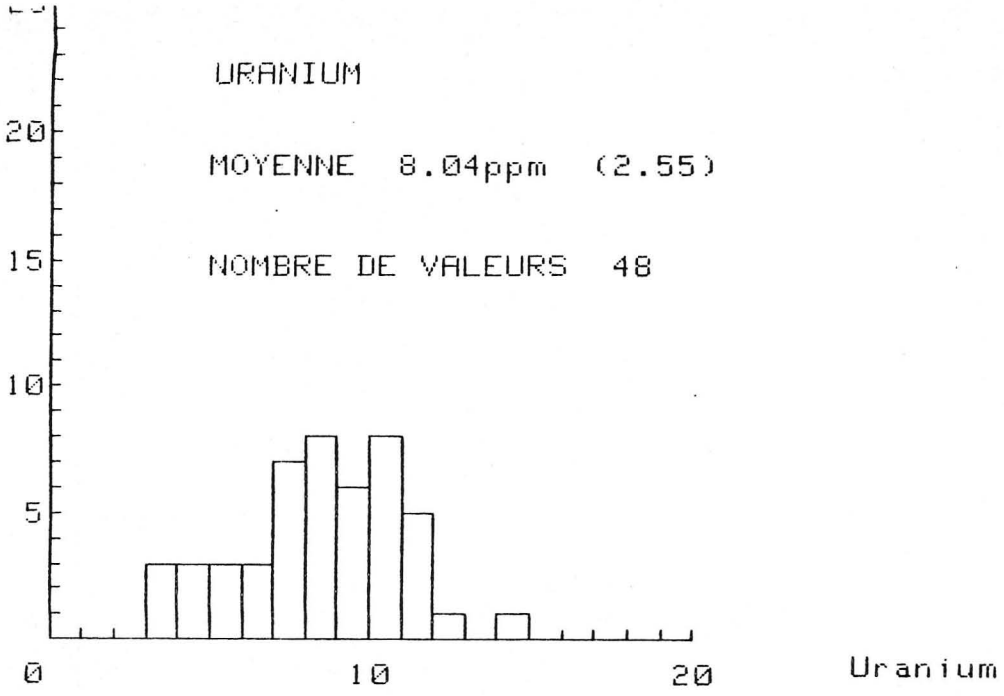
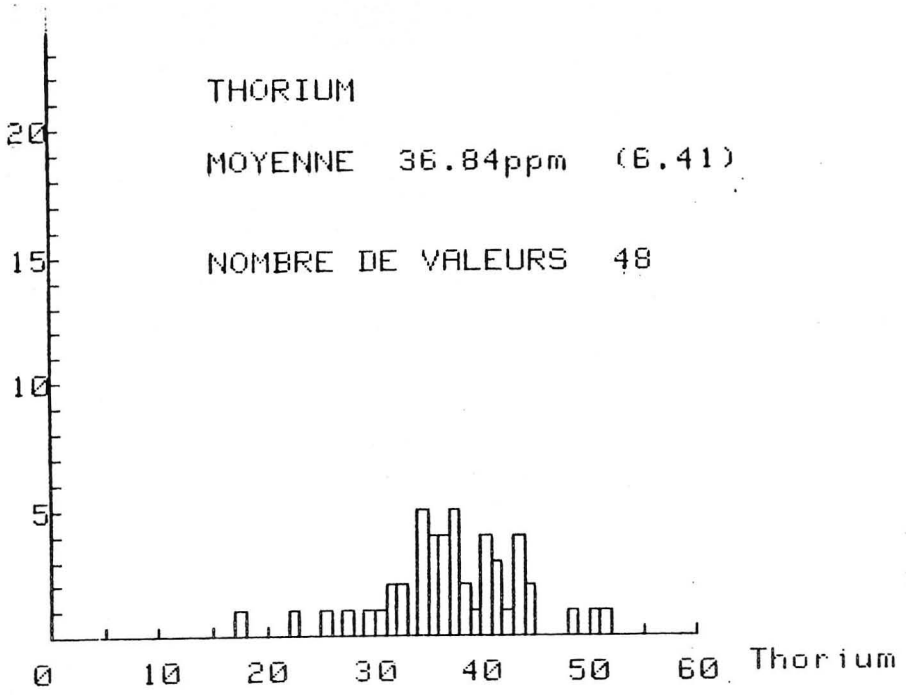


FIGURE 4

ATV-40


URANIUM
MOYENNE 8.04ppm (2.55)
NOMBRE DE VALEURS 48
20
15
10
5
0
10
20
Uranium


THORIUM
MOYENNE 36.84ppm (6.41)
NOMBRE DE VALEURS 48
20
15
10
5
0
10
20
30
40
50
60
Thorium

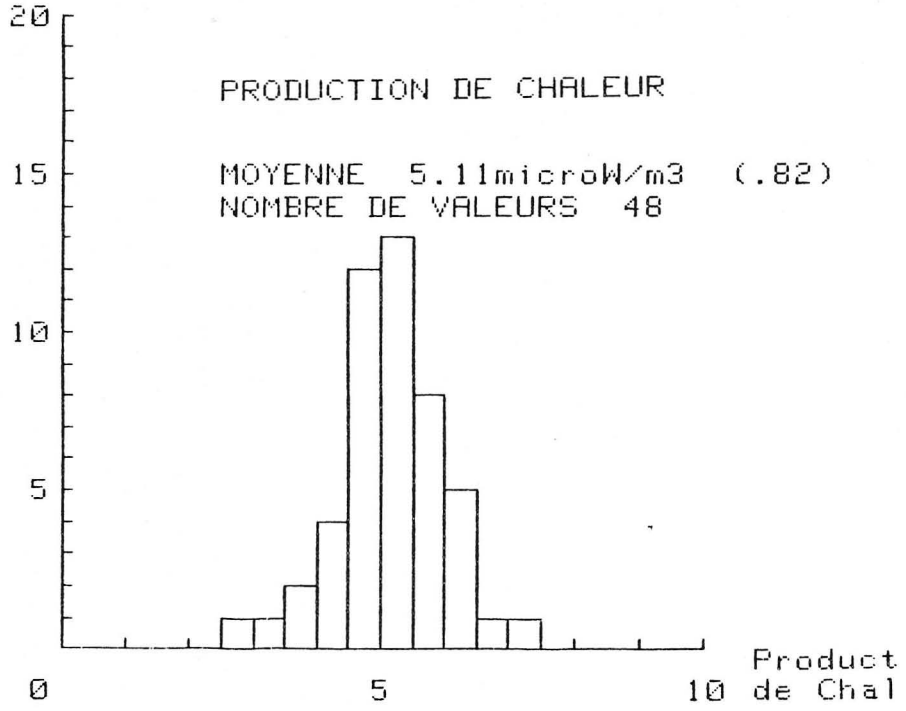
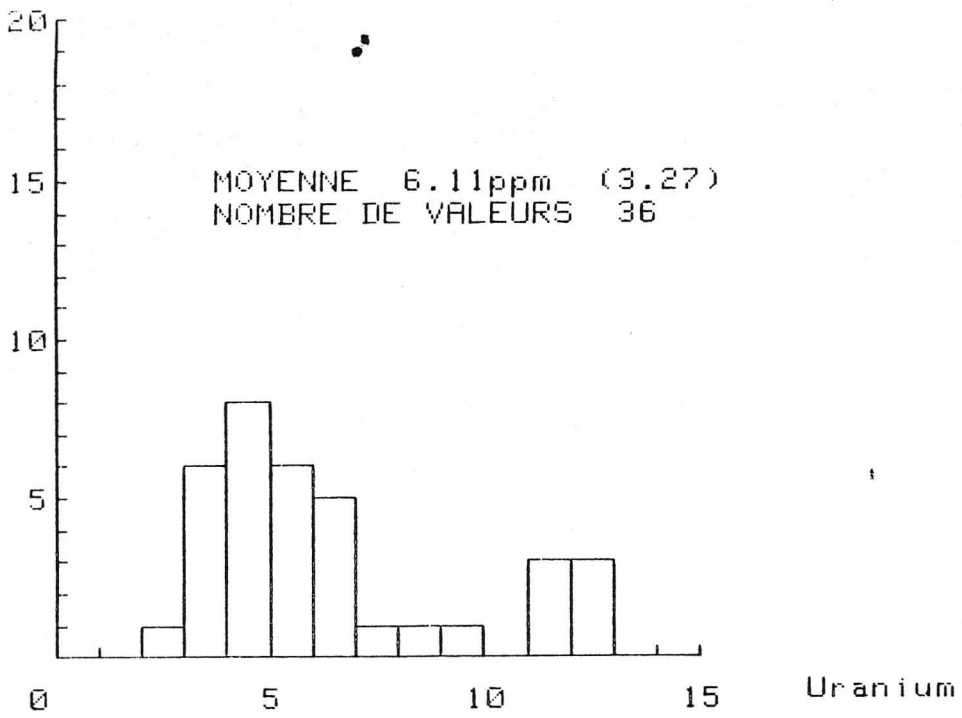
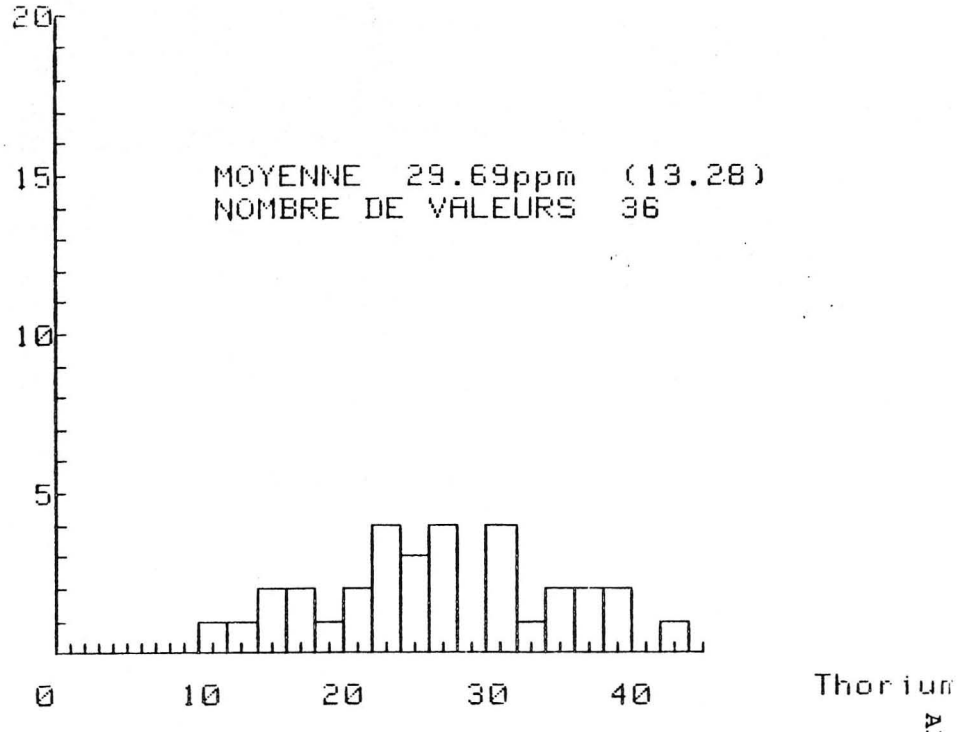

PRODUCTION DE CHALEUR
MOYENNE 5.11microW/m3 (.82)
NOMBRE DE VALEURS 48
20
15
10
5
0
5
10
Product
de Chal

FIGURE 5


MOYENNE 6.11ppm (3.27)
NOMBRE DE VALEURS 36
20
15
10
5
0
5
10
15
Uranium


MOYENNE 29.69ppm (13.28)
NOMBRE DE VALEURS 36
20
15
10
5
0
10
20
30
40
Thorium

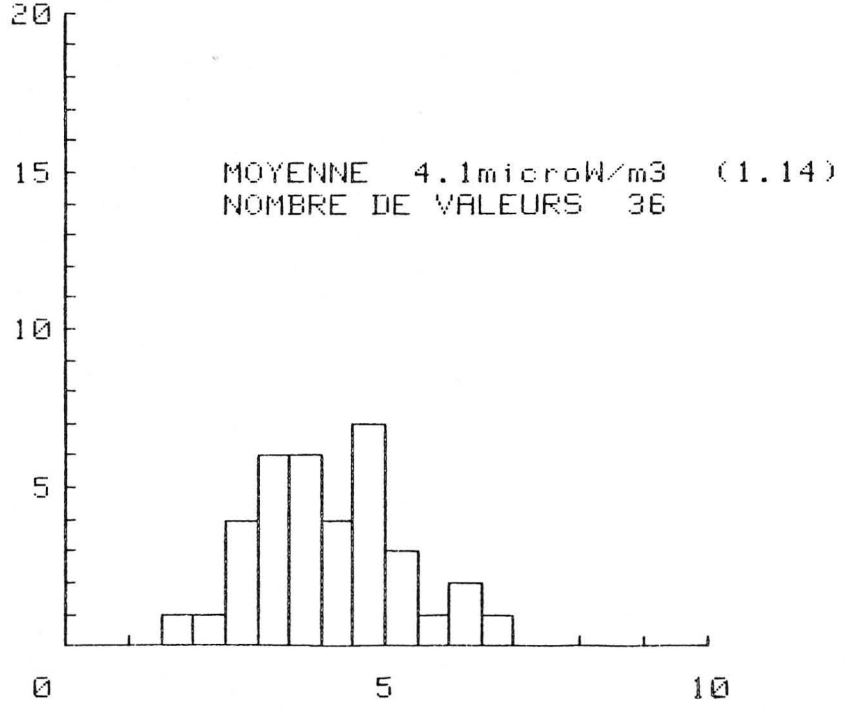
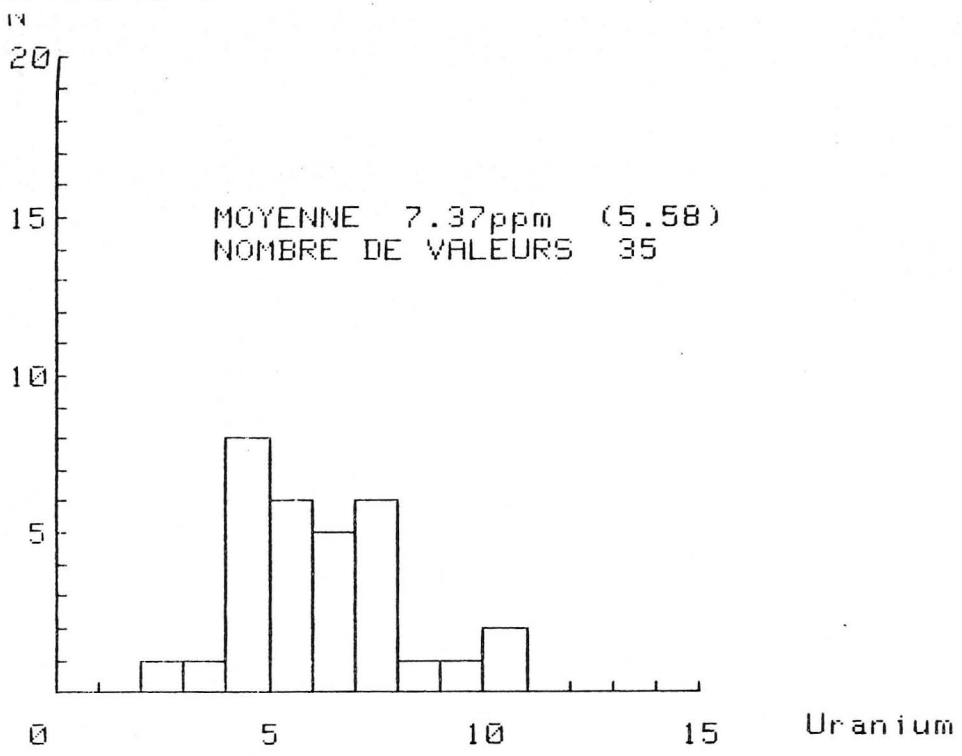
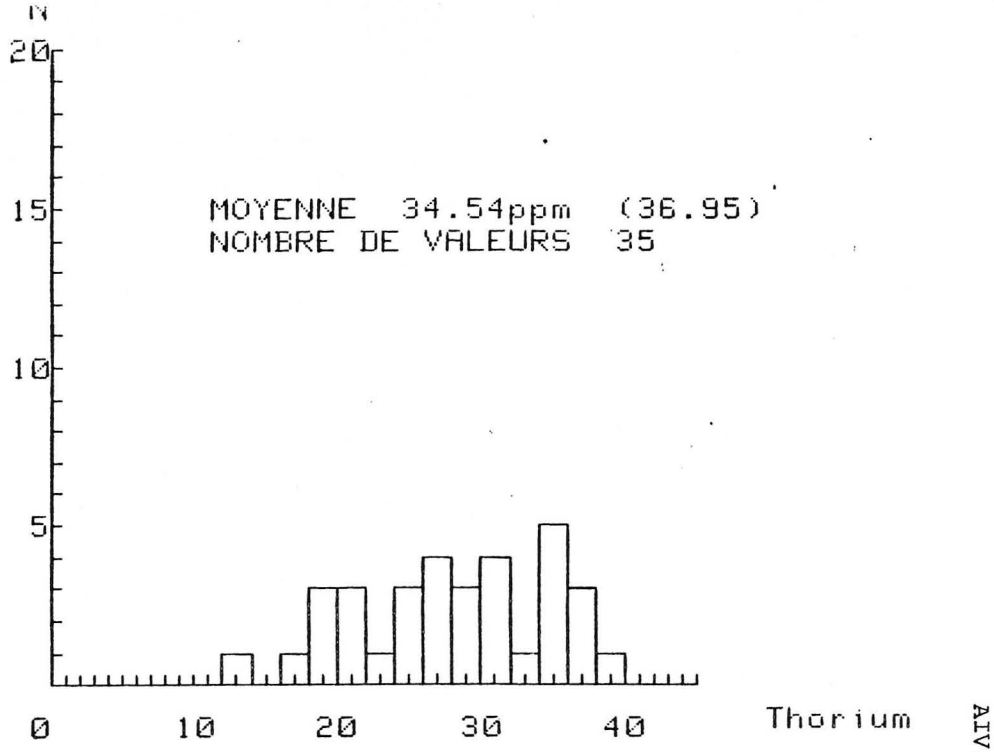

MOYENNE 4.1microW/m3 (1.14)
NOMBRE DE VALEURS 36
20
15
10
5
0
5
10
Production
de Chaleur

FIGURE 6





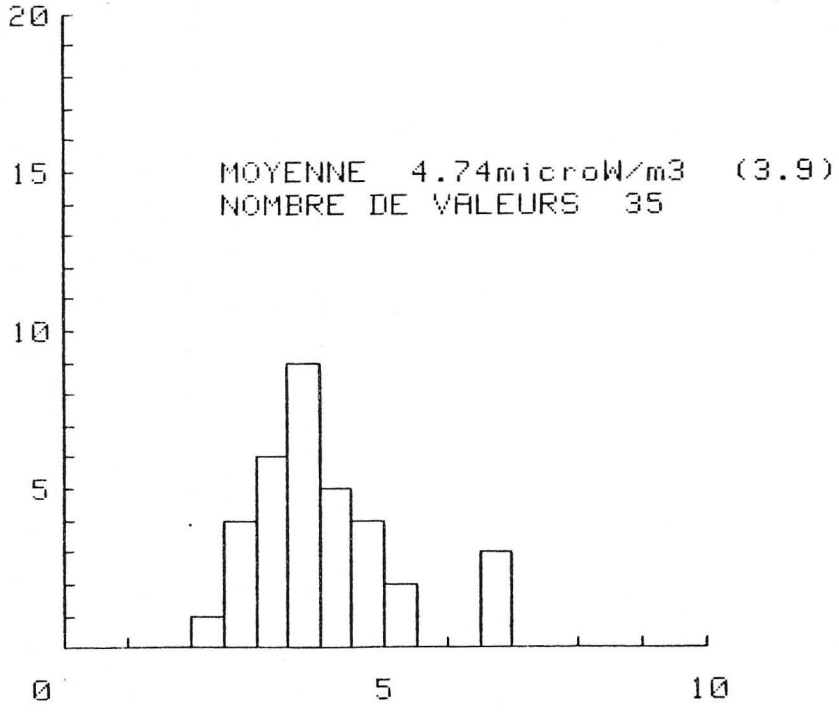
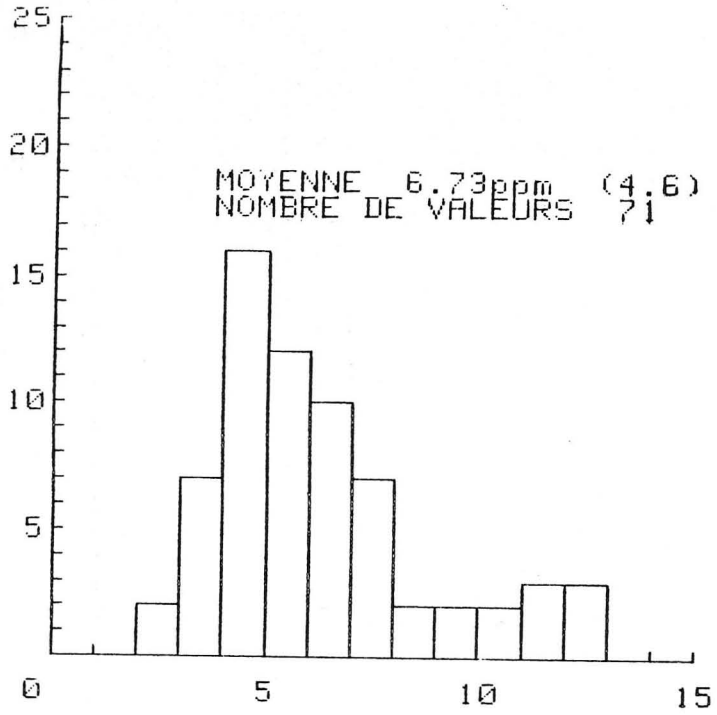
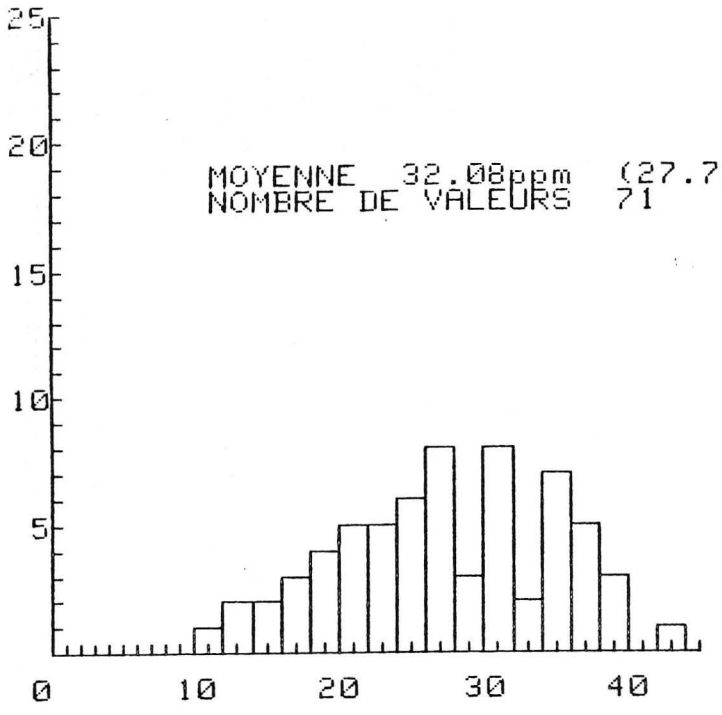


FIGURE 7

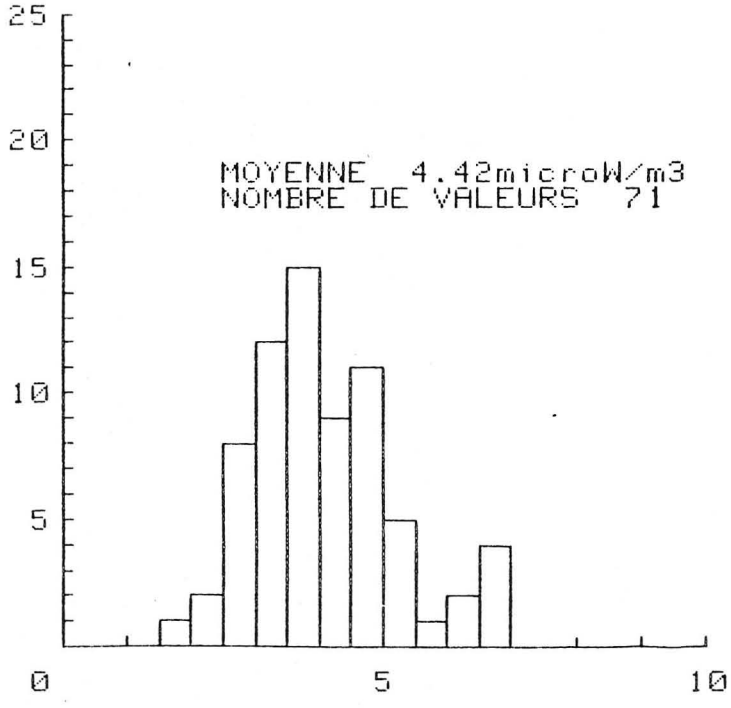
AIV.43



Uranium

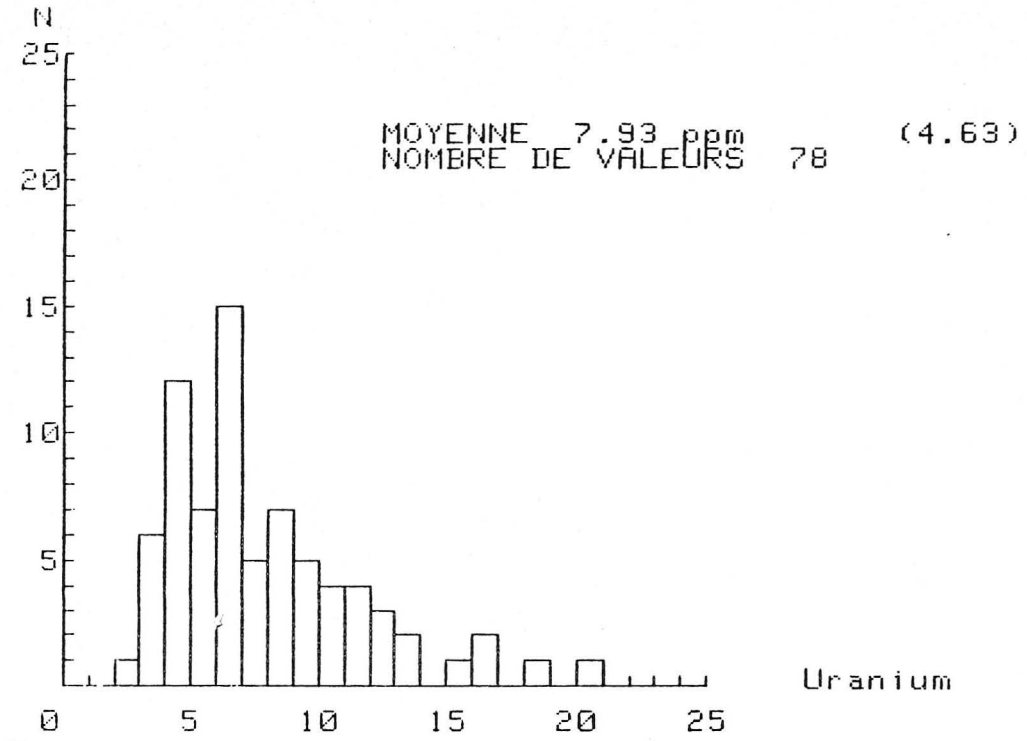


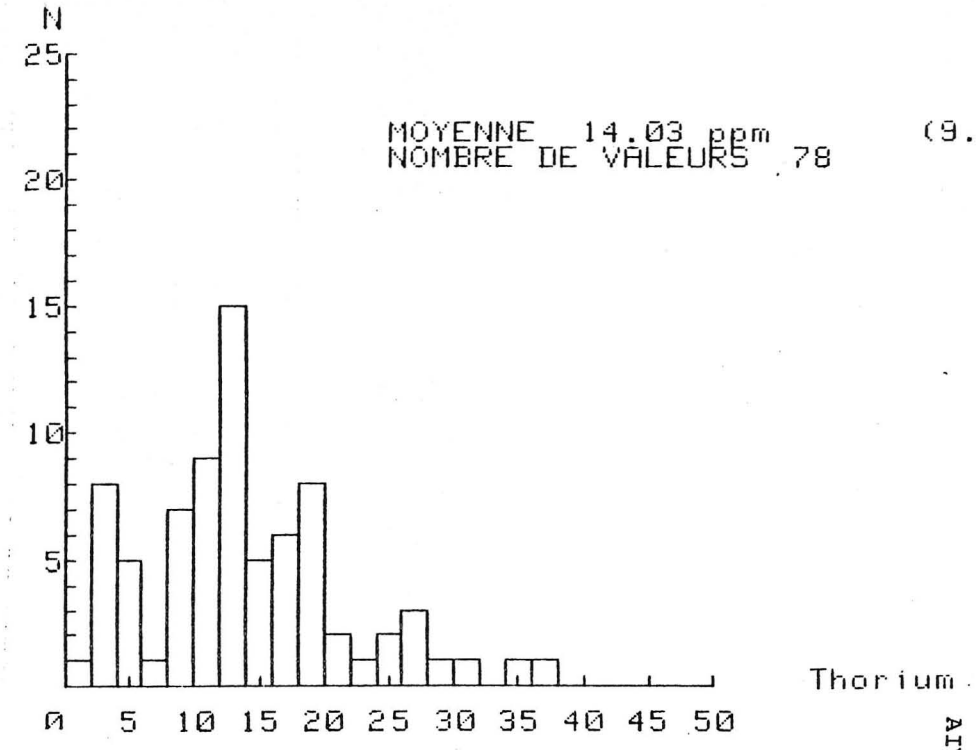
Thorium

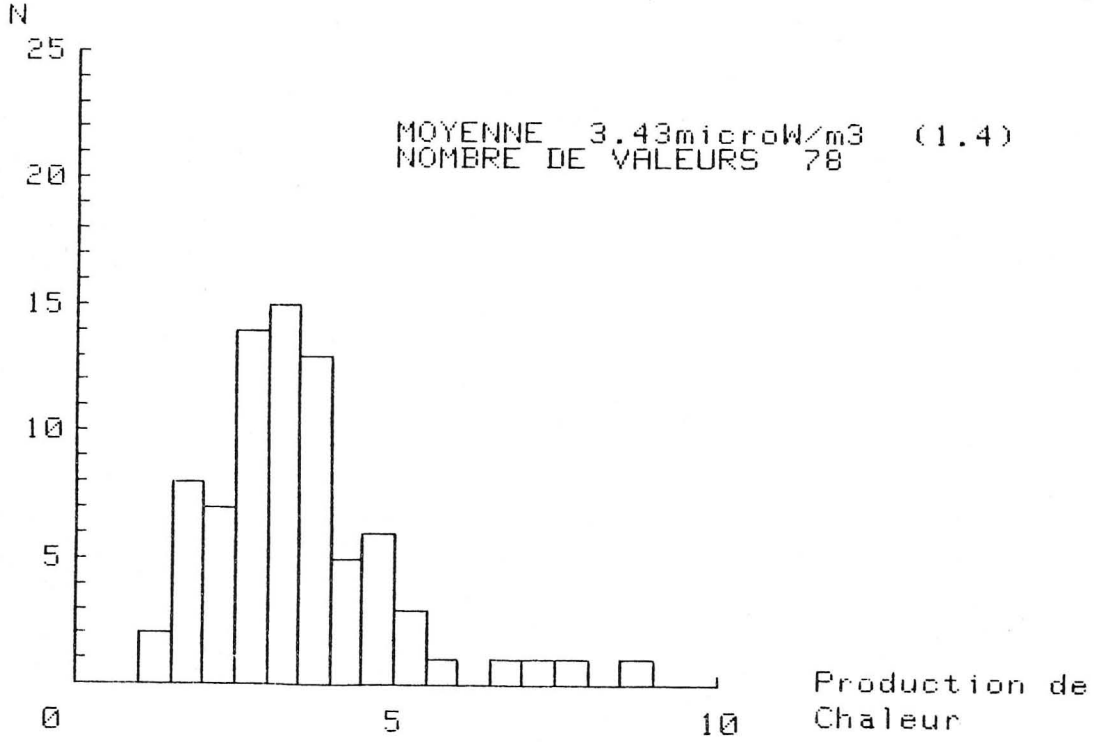


Production de Chaleur

FIGURE 8

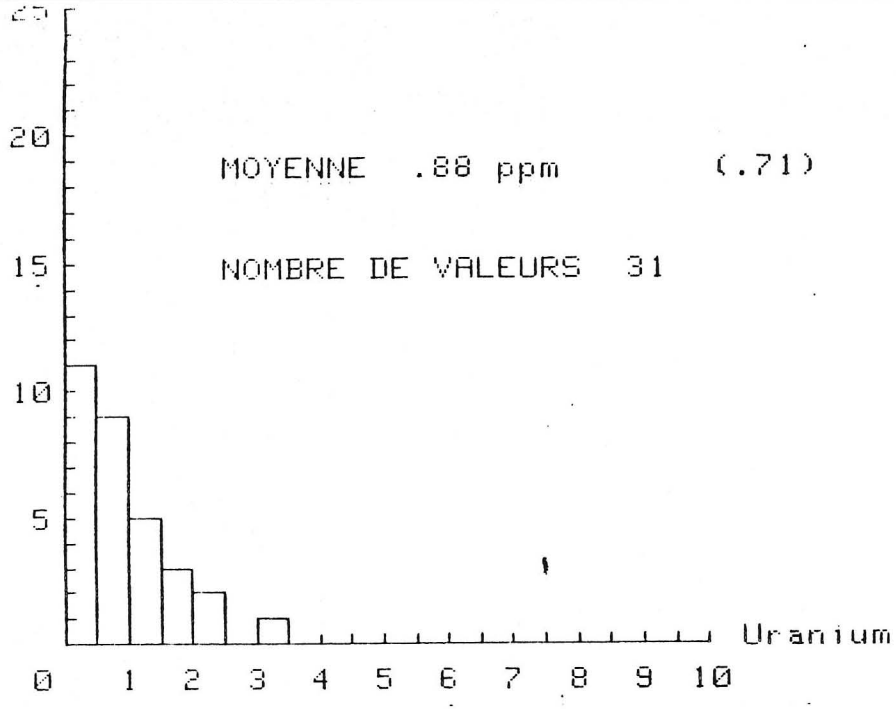


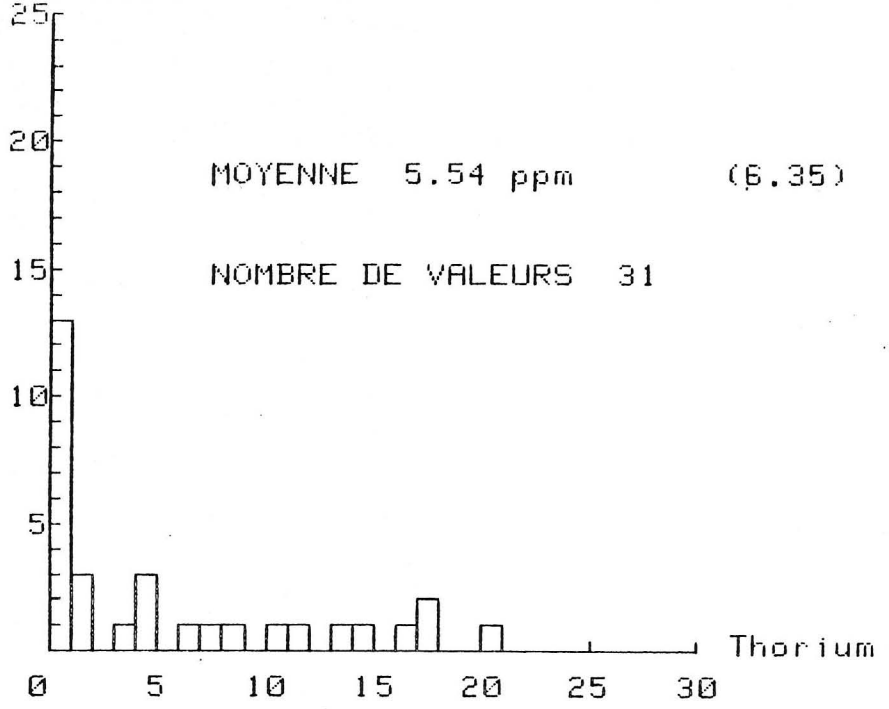




AIV.45

FIGURE 9


MOYENNE .88 ppm (.71)
NOMBRE DE VALEURS 31
Uranium
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
5 10 15 20 25


MOYENNE 5.54 ppm (6.35)
NOMBRE DE VALEURS 31
Thorium
0 5 10 15 20 25 30
5 10 15 20 25

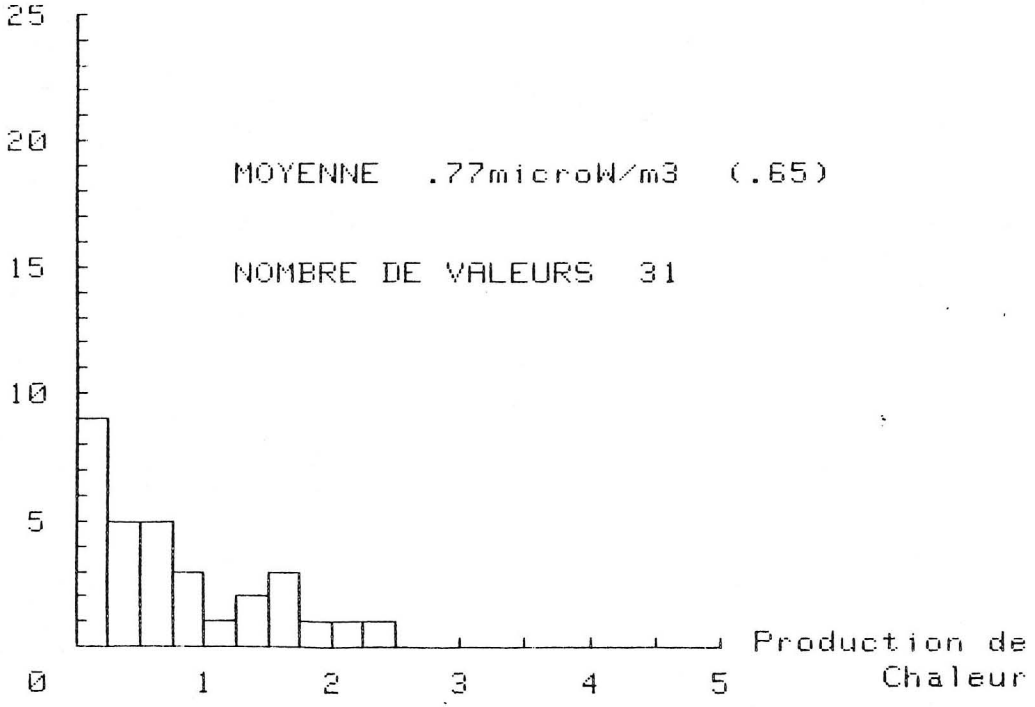

MOYENNE .77microW/m3 (.65)
NOMBRE DE VALEURS 31
Production de Chaleur
0 1 2 3 4 5
5 10 15 20 25

FIGURE 10

V - ECHANTILLONNAGE TYPE B

V - 1 - ENCLAVES (GRANULITES)

BOURNAC

Origine: Leyreloup

Référence : Dupuy et al - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th composition, Evolution, Heat flow Production dans: Origin and distribution of the elements . Edited by LH Ahrens. Pergamon Press Oxford and New York - 1979.

B1 : cumulats charnockitiques ultrabasiques (composite de 6 enclaves).

B2 : charnockites basiques (composite de 25 échantillons)

B3 : charnockites intermédiaires et acides (composite de 5 échantillons)

B4 : granulites peralumineuses (composite de 2 échantillons)

B5 : Roches métapelitiques (gneiss khondalito-kinzigitiques) (composites
B6 de 5 et 4 échantillons)

B7 : Métagraywackes et métaarkoses à hyperstène (composite de 7 échantillons)

B8 : granulites à Al_2SiO_5 libre (composites de 9 et 3 échantillons)
B9

COIRONS

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup - Thèse d'Etat Montpellier - La croûte inférieure sous Massif Central français d'après les enclaves remontées par les éruptions volcaniques plio-quaternaire. Modèle de formation et d'évolution d'une croûte "primitive" . Comparaison avec d'autres segments crustaux de même type (en préparation).

3215

3217

MONTPELLIER

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup - Thèse d'Etat - Montpellier (en cours).

3203

CANTAL

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup - Thèse d'Etat - Montpellier (en cours).

3209

2841

3206

ESCANDORGUES

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup - Thèse d'Etat - Montpellier (en cours).

3211

3202

CHAINE DES PUYS

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup - Thèse d'Etat - Montpellier (en cours).

V.2 - GRANULITES - GROUPE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE DU HAUT-ALLIER

Origine: Marchand

Référence : Marchand - Thèse d'Etat - Nantes (en cours).

C 86 1 : Composite de roches basiques cristallisées dans le faciès amphibolique (9 échantillons).

3942 : Roches basiques cristallisées dans le faciès amphibolique.

3989 : idem.

C 86 2 : Composite des roches basiques cristallisées dans le faciès granulite (8 échantillons).

3565 : Pyrigarnite

3968 : Pyriclasite

3935 : idem

3959 : Leptynite

3960 : idem

3836 : Gneiss khondalito-kinzigitique

3837 : idem

3573 : idem

3929 : Orthogneiss Massiac

3932 : idem

3950 : idem

3567 : Anatexite

3568 : idem

4000 : Gneiss à biotite sillimanite

4001 : Orthogneiss Celoux

V.3 - ORTHOGNEISS - PARAGNEISS LIMOUSIN

Origine : Duthou

Référence : Duthou (1977) - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n°63-
Bernard Griffith (1976) - Thèse d'Etat - Clermont -
Mémoire n°55.

4717 Orthogneiss oeillé à 2 micas du Thaurion
4718 Barrage de St Martin Teressus
4719 L = 1° 27' 30" E
4720 l = 45° 55' 45" N

4721 : Orthogneiss oeillé à 2 micas du Thaurion
Moulin de la Betoulle
L = 1° 28' 45" E
l = 45° 57' 00" N

4722 : Carrière Billanges
L = 1° 31' 00" E
l = 45° 56' 50" N

5580
5581 Orthogneiss isogranulaires à 2 micas du Thaurion
5582 Carrière de Nouillas
5584 L = 1° 23' 40" E
5585 l = 45° 56' 20" N

Orthogneiss fins du Thaurion
5723
Tranchée SNCF Nouillas
5724
L = 1° 23' 30" E
5725
l = 45° 56' 00" N

5726 Orthogneiss fin du Thaurion
Carrière Orgnac
L = 1° 29' 45" E
l = 45° 55' 10" N

5708 Diatexite du Thaurion - Affleurement
L = 1° 05' 30" E
l = 45° 56' 20" N

5710 Diatexite du Thaurion - Affleurement
L = 1° 24' 40" E
l = 45° 54' 20" N

6112 Diatexite du Thaurion - Carrière de Gaudoneix
L = 1° 05' 20" E
l = 45° 57' 20" N

6457
Orthogneiss de Meuzac
6458
Carrière de Meuzac
6459
L = 1° 26' 20" E
6460
l = 45° 32' 45" N
6461

6045 Migmatites de Lanneau - Carrière du moulin de Lanneau
6047 L = 1° 01' 10" E
6050 l = 46° 09' 05" N

4735
Leptynites de Chateauneuf - Carrière du Martineix
4393
L = 1° 39' 50" E
4397
l = 45° 49' N
4398

6463 Métagranites de Chateauneuf
6465 L = 1° 40' 00" E
6466 l = 45° 34' 30" N

2327
Gneiss granitoïde de Mulatet
2328
Carrière de Mulatet (Corrèze)
2329
L = 1° 44' 30" E
2332
l = 45° 14' 30" N
2333

4387 Anatexite à cordiérite - Carrière de Lartige
L = 1° 31' 40" E
l = 45° 48' 40" N

5714 Anatexite à cordiérite - Carrière de St Léonard
L = 1° 29' 30" E
l = 45° 50' 50" N

Ardoises d'Allassac (schistes verts)

2836
Ardoisières d'Allassac

2838
L = 1° 28' 40" E

2840
l = 45° 15' 30" N

2998 Schiste de Genis (schiste à séricite-chlorite)
Vallée du Dalon
L = 1° 08' 40" E
l = 45° 18' 50" N

4917 Micaschistes à 2 micas -- Carrière de Trezin
4922 L = 1° 32' 45" E
4918 l = 45° 59' 45" N

4923 Gneiss à 2 micas - Carrière du moulin des Lilas
L = 1° 33' 15" E
4927 l = 45° 57' 50" N

5310 Gneiss à 2 micas - Carrière de St Pierre-Chérignat
L = 1° 38' 45" E
l = 45° 57' 00" N

4388 Gneiss à biotite sillimanite FK
4389 Carrière du monastère de Lartige
L = 1° 31' 40" E
l = 45° 48' 30" N

5576 Gneiss à biotite sillimanite FK - Mine de Puy les Vignes
L = 1° 32' 10" E
l = 45° 49' 30" N

5578 Gneiss à biotite sillimanite FK
Rivière affluent de la Maulde
L = 1° 32' 00" E
l = 45° 48' 30" N

V. 4 - AUTRES GNEISS

Origine : Peterlongo

Référence : Peterlongo - Thèse d'Etat (1960) - Clermont - Mémoire n°4

YV69	Orthogneiss d'Yseron
YV62	Carrière d'Yseron (Rhône)
307	Orthogneiss rubané - 3.3 km Montromant (Rhône)
403	Anatexite à cordiérite - 1.6 km SE de St Médard (Rhône)

Origine : Vialette

Référence : Vialette - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n°6

2b6	
78mV26	Orthogneiss Bois Tintry
78mV27	

Origine : Leyreloup

Référence : Leyreloup, Comm. Pers.

L10	
L7	
L3	
L11	
L1	
L6	Migmatites Velay
L9	
L7	
L2	
L8	
L4	
L5	

V. 5 - GRANITES DU LIMOUSIN

Origine : Duthou

Référence : Duthou - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n° 63

Granite de St Mathieu SS - Carrière de St Mathieu

5730 L = 0° 46' 10" E

5731 l = 45° 42' 00" N

5732 : Granite de St Mathieu SS - Carrière de Les Dognons
L = 0° 42' 30" E
l = 45° 43' 50" N

5826 : Granite d'Esse - Hiesse - Confolens
Boule affleurant près de Confolens
L = 0° 41' 40" E
l = 46° 01' 00" N

5827 : Granite d'Esse - Hiesse - Confolens
Boule affleurant près de Confolens
L = 0° 41' 10" E
l = 46° 01' 50" N

5828 : Granite d'Esse - Hiesse - Confolens
Boule affleurant près de Pillou
L = 0° 42' 40" E
l = 46° 04' 10" N

Granite d'Esse - Hiesse - Confolens

5829 Carrière de St Germain

5830 L = 0°41' 10" E
l = 46° 03' 30" N

Granite de Vaulry - Cieux - St Junien

1137 Boule

6284 L = 0° 54' 50" E
l = 45° 54' 40" N

6281 : Granite de Vaulry - Cieux - St Junien . Affleurement
L = 1° 06' 30" E
l = 46° 00' 50" N

1192 : Granite de Vaulry - Cieux - St Junien
Carrière de Loubier
L = 1° 02' 20" E
l = 45° 54' 00" N

6282 : Granite de Vaulry - Cieux - St Junien . Affleurement
L = 0° 59' 50" E
l = 45° 59' 30" N

1191 : Granite de Chirac - Carrière d'Exideuil
L = 0° 41' 00" E
l = 41° 53' 10" N

5740 : Granite de Piégut Pluviers - Carrière 3 km Nontron
L = 0° 40' 15" E
l = 45° 33' 30" N

5738 : Granite de Piégut Pluviers - Carrière de Charelles
L = 0° 45' E
l = 45° 35' 45" N

5742 : Granite de Piégut Pluviers - Carrière de Nontron
L = 0° 40' 30" E
l = 45° 31' 30" N

5743 : Granite de Piégut Pluviers - Affleurement
L = 0° 38' 30" E
l = 45° 37' 20" N

5744 : Granite de Piégut Pluviers - Carrière de Les Blancs
L = 0° 38' 40" E
l = 45° 37' 40" N

5820 : Granite de Blond - Carrière
L = 1° 05' 00" E
l = 46° 02' 15" N

5821 : Granite de Blond - Bloc
L = 1° 03' 10" E
l = 46° 02' 15" N

5822 : Granite de Blond - Carrière
L = 1° 01' 50" E
l = 46° 01' 00" N

5823 : Granite de Blond - Affleurement
L = 1° 00' 30" E
l = 46° 00' 50" N

5824
5825 Granite de Blond - Carrière d'Exideuil
L = 0° 54' 10" E
l = 46° 02' 00" N

V. 6 - GRANITE DU MORVAN

Origine : Vialette
Référence : Vialette - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n° 6

445
337
5d36 Granite de Luzy
7c110

5d38
6b117 Leucogranite de Mesvres - St Symphorien

8125
8126
8127 Leucogranite de la Pierre qui Vire
78mV13

V. 7 - GRANITE DE LA MARGERIDE

Origine : Couturié

Référence : Couturié - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n°

JPC 296	Faciès clair
JPC 216	Faciès moyen
JPC 377	Faciès sombre
JPC 41	Faciès sombre
JPC 217	Faciès clair
JPC 258	Faciès sombre
JPC 274	Faciès moyen
JPC 293	Faciès clair
JPC 294	Faciès moyen
JPC 316	Faciès clair
JPC 356	Faciès moyen

V. 8 - GRANITE DU VELAY

Origine : Didier

Référence : Didier - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n° 23, P. 171-174.

471 Granite à cordiérite assez riche en biotite.
Carrière du Barrage de la Palisse (Ardèche)
X = 738.900
Y = 277.700

1209 Granite clair à cordiérite
Carrière de l'usine électrique de Tence (Ht Loire)
X = 752.500
Y = 314.500

1406 Granite à cordiérite assez riche en bitotite
Echantillon Béraud près St Anthèse (Puy de Dôme)

1574 : Granite très clair à cordiérite
Carrière St Barthélémy (Ardèche)
X = 768.300
Y = 290.000

1576 : Granite très clair à cordiérite
Affleurement St Sauveur de Montagut (Ardèche)
X = 776.000
Y = 283.400

1211 : Granite à biotite - Carrière de Montaron Marlhes (Loire)
X = 776.300
Y = 335.200

1571 : Granite à biotite (avec traces de cordiérites)
Affleurement Marcols les Eaux (Ardèche)
X = 762.900
Y = 281.400

1580 : Granite clair à biotite, en veine entre des enclaves de diorites quartziques - Affleurement Burzet (Ardèche)
X = 749.200
Y = 273.800

V. 9 - GRANITE DU CHAROLLAIS ET GRANITE DE TOURNON

Origine : Didier

1680
1685
1690
2889 (Aplite) Granite du Charollais
2878
2882

7934
7935
7936
7937
7938 Granite de Tournon
7939
7940

V. 10 - GRANITES DU LYONNAIS

Origine : Peterlongo

Référence : Peterlongo - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n°4
Lauzac - DES - Clermont, 1960
Durr - inédit - Clermont, 1960

498 : Granite à biotite et amphibole de St Laurent de Chamousset
Ancy (Rhône)

579 : Granite à biotite et amphibole de St Laurent de Chamousset
3.6 km à l'Est de Pontcharra (Rhône)

1267 : Granite de St Laurent de Chamousset
X = 763.600
Y = 82.900

1368 : Granite de Rochefort (faciès de bordure du granite de St Laurent de Chamousset - Non porphyroïde)
X = 763.000
Y = 94.500

1250 : Granite porphyroïde à biotite de Salt en Donzy
Carrière du Pin
X = 752.900
Y = 82.700

1430 : Granite non porphyroïde à biotite de Salt en Donzy
St Cyr Les Vignes (Loire).

1160 : Granite de Montagny à comas micacés
Carrière de Chassagny (Rhône)

1151 : Granodiorite à amphibole de Montagny
Carrière de Chassagny (Rhône)

1147 : Vaugnérite de Montagny
Carrière de Chassagny (Rhône)

1169 : Granite à comas de biotite
Carrière de la Rosette (Rhône)

1177 : Granite à comas de biotite - St Andéol (Rhône)

1179 : Vaugnérite - St Maurice sous Dargoire (Rhône)

451 : Granite de St Héand - Nord St Héand (Loire)

458 : Granite de Charbonnières porphyroïde à biotite et cordiérite
200 m au Sud de la gare de la Tour de Salvagny (Rhône)

V. 11 - GRANITES DU MONT LOZERE

Origine : Sabourdy
Référence : Sabourdy - Thèse d'Etat - Clermont
Schlumberger L. DEA Montpellier 1979

1766
1876
1276 Granite à biotite muscovite
576
9075

1076
7775 Granite à biotite
7175
1576

877
277 Granite du Pont de Montvert
677b

9G
7G Granite de la Borne
11G

V.12 - GRANITE DE L'AIGOUAL

Références: Schlumberger DEA - Montpellier 1979
De Waard Tectonics of the Mont Aigoual Pluton

I : Moyenne de 2 échantillons du faciès hétérogène (granite clair peu porphyroïde à Q , Pl, FK, biotite)

γ2 : Granite très porphyroïde à grain moyen (Nord Aigoual)

γ7A : Granite porphyroïde à gros grain (Nord Aigoual)

γ13 : Granite porphyroïde à gros grain (St Guiral)

γ10 : Granite porphyroïde à gros grain (St Guiral)

γW : Composite du granite porphyroïde du St Guiral (10 échantillons répartis sur tout le massif)

γ19a : Granite porphyroïde à grains moyens du Liron

γE : Composite du granite porphyroïde du Liron (9 échantillons).

VI. ECHANTILLONNAGE TYPE C

VI. 1 - FORAGE ESTABLES (Granite de la Margeride, faciès sombre)

L = 3° 29' E

l = 44° 41' N

Référence : Coutùrié - Thèse d'Etat - Clermont - Mémoire n° 62.

ES1 : Granite porphyroïde (z=10.30m)
ES2 : Granite potphyroïde broyé (z=21.30m)
ES3 : Vaugnérite (z=34.30m)
ES4 : Granite porphyroïde (z=37.30)
ES5 : Vaugnérite (z=44.0m)
ES6 : Granite porphyroïde (type clair) (z=80.50m)
ES7 : Granite porphyroïde (z=90.85m)
ES8 : Granite porphyroïde (z=97.2m)
ES9 : Granite prophyroïde (z=107.85m)
ES10 : Granite porphyroïde (z=113.20m)
ES11 : Granite aplitique à 2 micas (z=152.80m)
ES12 : Vaugnérite (z=177.50m)

VI. 2 - FORAGE DU MAYET DE MONTAGNE (granite porphyroïde)

Origine : INAG
Référence:
L = 3° 38' E
l = 46° 04' N
Echantillons tous les 10m: F1,F2,F3,F4,F5,F6,F7,F8,F9 et F10

VI.3 - FORAGE DU BAC DE MONTMEYRE (Ceyssat)

Origine: INAG I
L = 2° 56' E
l = 45° 46' N

10 m	BM1	Basalte bulleux
20 m	BM2	idem
30 m	BM3	idem
40 m	BM4	Basalte compact
50 m	BM5	idem
60 m	BM6	idem
70 m	BM7	idem
80 m	BM8	idem
90 m	BM9	Syénite effritée
100 m	BM10	idem
110 m	BM11	Syénite diaclasée
120 m	BM12	Syénite peu diaclasée
130 m	BM13	Enclave dicrite
140 m	BM14	Syénite
150 m	BM15	Filonnet syénite
160 m	BM16	Microdiorite
170 m	BM17	Zone broyée microdiorite
180 m	BM18	Microdiorite (zone broyée)
190 m	BM19	diorite
200 m	BM20	Zone à filonnet de syénite
210 m	BM21	Syénite à gros grain
220 m	BM22	idem
230 m	BM23	idem
240 m	BM24	Idem
250 m	BM25	idem

4 - BOURNAC

L = 4° 06' E

l = 44° 59' N

VII REPERTOIRE DES CODES

VII.1 - Granulites et Amphibolites (méso et catazone)

910	Gneiss khondalito-kinzigitique du Haut-Allier
911	Leptynite Haut-Allier
912	Amphibolite Haut-Allier
913	Granulites basiques Haut-Allier
914	Enclaves des Coirons
915	Enclaves région Montpellier
916	Enclaves du Cantal
917	Enclaves de l'Escandorgues
918	Enclaves de la chaîne des Puys
919	Cumulats charnockitiques ultrabasiques Bournac
920	Charnockites basiques Bournac
921	Charnockites intermédiaires et acides Bournac
922	Granulites péralumineuses Bournac
923	
924	Gneiss khondalito-kinzigitiques Bournac
925	Granulites à hyperstène Bournac
926	
927	Granulites à silicates d'alumine Bournac

VII. 2 - Anatexites

80	Anatexites Haut-Allier
81	" Limousin
82	" Lyonnais
83	" Velay
413*	" Chabannes-Montaigut

1121*	Anatexites Chastellux
1221*	" St Emiliand
621*	" Bourbonnais

VII.3 - Roches basiques diverses

1310*	Morvan
1122*	Vaugnérites Morvan
301	Vaugnérites Montagny
302**	Vaugnérites Margeride

VII. 4 - Paragneiss

1	Schistes de Génis
2	Micaschistes d'Allassac
3	Micaschistes à 2 micas Limousin
4	Gneiss à 2 micas Limousin
5	Gneiss à biotite sillimanite Limousin
6	Gneiss à biotite sillimanite Haut-Allier
7	Gneiss à biotite sillimanite Lyonnais

VII. 5 - Divers

4673*	Schistes Houillers
4675*	Amphibolites
10**	Basaltes Bac de Montmeyre
11**	Syénites et diorites Bac de Montmeyre

VII. 6 - Orthogneiss

51	Orthogneiss thaurion	
52	" isogranulaire Thaurion	
53	" fins Thaurion	
54	Diatexites Thaurion	Limousin
55	Leptynites Meuzac	
56	Orthogneiss Mulatet	
57	Migmatites Lanneau	
58	Orthogneiss Haut-Allier (GLA)	
59	" Celoux	
60	" Morvan	
61	" Lyonnais (Yseron)	
62	" Chateauneuf	Limousin
63	Metagranite chateuneuf	
1123*	Orthogneiss Morvan	

VII. 7 - Leucogranites

201	La Pierre qui Vire	Morvan
202	Mesvres	
203	Montagne de Blond	
204	St Mathieu	Limousin
205	Margeride	
1117*	La Pierre qui Vire	
1230*	Mesvres	Morvan
1130*	Leucogranite Avallons Semur	
422*	Granite à 2 micas à oligoclase albite de la Marche Centrale	
421*	" oligoclase seul " " "	
423*	" albite seule " " "	
432*	Granite à 2 micas de la Marche Occidentale	
441*	" " de Crozant (oligoclase albite)	
461*	Granite à St Sylvain (Marche orientale)	
462*	Granite de Toulx St Croix	
463*	Granite de Jalèches	

465*	Granite à grain fin à andalousite
531*	Millevaches
532*	

VII. 8 - Granites à biotite

101	Granite à cordiérite Velay	
102	Granite à biotite Velay	
103	Granite de la Margeride faciès clair	
104	Granite de la Margeride faciès moyen	
105 et 105**	Granite de la Margeride faciès sombre	
106	Granite de Luzy	
107	Granite de Charollais	
108	Granite de Tournon	
109	Granite de St Laurent de Chamousset	
110	Granite de Montagny	
111	Granite de St Héand	
112	Granite de Charbonnières	
113	Granite de Piégut Pluviers	
114	Granite de Chirac	
115	Granite de Salt en Donzy	
116	Granite de St Junien	
127	Grabite à biotite et muscovite	
118	Granite à biotite	Mont Lozère
119	Granite du Pont de Montvert	
120	Granite de la Borne	
121	Granite Aigoual nord	
122	Granite St Guiral	
123	Granite Liron	Aigoual
124	Faciès hétérogène	
1211*	faciès St Didier	
1212*	Faciès Grury	
1213*	faciès Uchon	Granite de Luzy
1214*	Faciès subalcalin	

1111* Settons Saulieu

1112* Lormes

1113* Précy

1114* Dommartin Granite des Settons

1115* Chateau Chinon

1116* Planchez

614* et 614** Granite porphyroïde du Mayet de Montagne

6142* " équigranulaire roiturier

6143* " à grain fin

6144*

6145* Porphyres granitiques

6146*

61111* granite porphyroïde St Julien la Vêtre

61112*

6112* Zone Sud des Bois Noirs

6121* Granite porphyroïde Bois Noirs

6122* Granite équigranulaire Bois Noirs

6123* " à grains fins Bois Noirs

6124*

6125* Porphyres granitiques Bois Noirs

6126*

6131 Granite équigranulaire des Monts de la Madeleine

4111* Granite orienté

4112* Granite à texture monzonitique

4113* " " cataclastique

4114* " porphyroïde

4115* " de la Souterraine granite du Guéret

4311* " orienté

4312* " porphyroïde de la Marche

4313* " à microcline

451* Granite de la Brame

4641* Faciès C1

4642* Faciès C2 granite de Chanon

4643* Faciès C3

466* Granite de Ladapeyre

470* Granite d'Aureil

511*	Granite porphyroïde	
512*	Granite équigranulaire	Millevaches
520*	Granite orienté à sillimanite	

VII. 9 - Rhyolites - Granophyres

1331*	Granite de Gien s/ Cure
1332*	Granophyres Calcoalcalin
1333*	Rhyolites porpgyriques roses
1334*	Microrhyolites
1335*	Rhyolites alcalines à grain fin
1320*	" calcoalcalines viséennes

Les astérisques indiquent les données A

Les doubles astérisques indiquent les données C.

VIII - Fichier UTKH

Les données 11 à 283
501 à 832 sont les données A

Les données 283 à 451
453 à 488 sont les données B

Les données 1 à 10
452
489 à 500
833 à 857 sont les données C

N	ECHANTILLON	URANIUM	THORIUM	POTASSIUM	CODE
1	F1	13.6	42.7	3.30	614
2	F2	9.4	38.7	3.40	614
3	F3	8.3	31.6	4.00	614
4	F4	10.5	32.2	4.40	614
5	F5	11.0	36.0	3.90	614
6	F6	8.8	27.0	3.90	614
7	F7	12.7	40.9	3.60	614
8	F8	4.8	17.7	7.60	614
9	F9	11.6	35.7	4.60	614
10	F10	10.2	31.6	4.90	614
11	1075	8.0	37.0	4.19	614
12	1076	4.0	43.0	4.54	614
13	1082	9.0	34.0	3.86	614
14	1096	10.0	35.0	3.99	614
15	1097	8.0	38.0	4.23	614
16	1111	7.0	36.0	3.74	614
17	1112	11.0	39.0	4.12	614
18	1113	8.0	35.0	4.09	614
19	1115	7.0	41.0	4.09	614
20	1230	9.0	32.0	3.85	614
21	1231	3.0	37.0	4.10	614
22	1232	10.0	37.0	4.25	614
23	1234	7.0	40.0	4.34	614
24	1246	11.0	43.0	4.49	614
25	1247	10.0	36.0	4.34	614
26	1256	9.0	42.0	3.85	614
27	1261	10.0	36.0	3.84	614
28	1262	8.0	34.0	4.06	614
29	1264	9.0	41.0	3.92	614
30	1265	7.0	34.0	4.04	614
31	1275	11.0	40.0	4.30	614
32	1277	6.0	40.0	4.02	614
33	1372	6.0	34.0	4.46	614
34	1040	8.0	50.0	4.07	614
35	1045	7.0	34.0	4.87	614
36	1050	9.0	35.0	4.14	614
37	1051	3.0	22.0	4.29	614
38	1052	6.0	25.0	4.09	614
39	1065	7.0	43.0	4.78	614
40	1079	5.0	44.0	4.01	614
41	1083	14.0	43.0	4.91	614
42	1086	8.0	37.0	4.48	614
43	1094	5.0	41.0	4.12	614
44	1102	4.0	37.0	4.02	614
45	1143	3.0	44.0	4.34	614
46	1152	5.0	51.0	4.05	614
47	1155	7.0	29.0	4.01	614
48	1156	10.0	48.0	4.62	614
49	1039	10.0	30.0	4.77	614
50	1042	9.0	33.0	4.30	6142
51	1060	11.0	50.0	4.50	6142
52	1064	11.0	47.0	4.55	6142
53	1066	4.0	32.0	3.27	6142
54	1080	4.0	23.0	4.44	6142
55	1088	18.0	44.0	4.17	6142
56	1091	4.0	27.0	3.52	6142
57	1133	8.0	50.0	4.23	6142
58	1136	8.0	57.0	4.13	6142
59	1138	4.0	37.0	4.36	6142
60	1140	7.0	47.0	4.10	6142
61	1141	13.0	55.0	4.23	6142
62	1142	9.0	51.0	4.38	6142
63	1144	6.0	30.0	4.27	6142
64	1145	6.0	52.0	4.34	6142
65	1146	6.0	52.0	4.34	6142
66	1148	9.0	60.0	4.38	6142
67	1150	7.0	51.0	3.92	6142
68	1153	6.0	52.0	4.64	6142
69	1154	9.0	55.0	4.47	6142
70	1158	7.0	40.0	4.25	6142

71	1044	9.0	24.0	4.84	6142
72	1055	11.0	33.0	4.15	6143
73	1056	8.0	42.0	4.32	6143
74	1059	13.0	20.0	4.23	6143
75	1077	8.0	33.0	4.40	6143
76	1087	7.0	20.0	3.79	6143
77	1089	8.0	37.0	4.11	6143
78	1092	5.0	41.0	4.92	6143
79	1130	5.0	23.0	3.74	6143
80	1131	11.0	37.0	3.94	6143
81	1132	4.0	27.0	3.90	6143
82	1134	5.0	36.0	4.03	6143
83	1135	18.0	24.0	4.52	6143
84	1137	5.0	39.0	4.52	6143
85	1139	16.0	28.0	4.03	6143
86	1149	9.0	26.0	4.35	6143
87	1157	6.0	42.0	4.41	6143
88	1159	8.0	54.0	3.87	6143
89	1160	15.0	31.0	3.99	6143
90	1258	7.0	24.0	4.23	6143
91	1374	12.0	48.0	4.12	6143
92	1081	10.0	36.0	4.35	6143
93	1274	9.0	42.0	4.15	6144
94	1049	9.0	51.0	4.69	6144
95	1041	10.0	47.0	4.13	6145
96	1057	12.0	54.0	4.46	6146
97	1432	2.0	14.0	2.31	6146
98	1433	3.0	14.0	3.32	621
99	1423	3.0	27.0	3.49	621
100	1425	6.0	26.0	3.18	61111
101	1427	6.0	26.0	3.73	61111
102	1428	10.0	29.0	3.66	61111
103	1429	5.0	30.0	3.79	61111
104	1430	4.0	24.0	3.65	61111
105	1431	3.0	25.0	3.99	61111
106	1438	2.0	18.0	3.54	61111
107	1441	3.0	21.0	3.43	61111
108	1442	3.0	30.0	3.45	61111
109	1443	4.0	33.0	3.79	61111
110	1444	5.0	35.0	4.63	61111
111	1445	4.0	28.0	3.83	61111
112	1455	3.0	13.0	3.83	61111
113	1457	11.0	49.0	4.47	61111
114	1458	5.0	14.0	3.30	61111
115	1462	4.0	27.0	3.84	61111
116	1465	6.0	24.0	3.78	61111
117	1426	4.0	29.0	4.59	61111
118	1495	4.0	36.0	4.13	61112
119	1496	4.0	35.0	4.60	61112
120	1497	6.0	37.0	4.23	61112
121	1499	2.0	27.0	4.07	61112
122	1500	5.0	35.0	4.32	61112
123	1501	5.0	28.0	4.18	61112
124	1502	3.0	34.0	4.09	61112
125	1503	4.0	27.0	4.23	61112
126	1504	4.0	33.0	4.68	61112
127	1505	4.0	31.0	4.11	61112
128	1506	2.0	27.0	4.07	61112
129	1507	4.0	31.0	3.99	61112
130	1508	4.0	31.0	4.23	61112
131	1509	4.0	35.0	4.23	61112
132	1331	4.0	51.0	4.18	61112
133	1337	5.0	37.0	4.50	6112
134	1416	3.0	27.0	4.50	6112
135	1417	6.0	45.0	4.18	6112
136	1418	6.0	45.0	4.09	6112
137	1419	4.0	34.0	4.43	6112
138	1604	3.0	12.0	2.42	1121
139	1605	3.0	13.0	3.89	1121
140	1607	3.0	15.0	3.24	1121
141	1608	3.0	19.0	3.57	1121
142	1695	2.0	13.0	4.22	1221
143	1688	3.0	6.0	4.23	1221
144	1689	4.0	10.0	4.58	1221
145	1613	1.0	16.0	5.18	1123

146	1614	3.0	22.0	4.07	1123
147	1615	3.0	22.0	3.54	1123
148	1616	9.0	22.0	3.99	1123
149	1571	2.0	20.0	4.37	1122
150	1572	4.0	4.0	3.66	1122
151	1609	4.0	24.0	4.13	1122
152	1610	1.0	4.0	2.49	1122
153	1611	2.0	29.0	3.28	1122
154	1612	4.0	31.0	3.22	1122
155	1627	4.0	18.0	3.91	1111
156	1628	3.0	11.0	3.88	1111
157	1621	3.0	23.0	3.72	1111
158	1622	6.0	20.0	4.48	1111
159	1623	3.0	23.0	4.17	1111
160	1624	3.0	27.0	3.87	1111
161	1625	5.0	20.0	3.93	1111
162	1523	5.0	27.0	4.26	1112
163	1524	6.0	30.0	4.25	1112
164	1527	4.0	30.0	4.24	1112
165	1569	8.0	30.0	4.84	1112
166	1629	3.0	14.0	4.40	1112
167	1630	6.0	38.0	4.10	1112
168	1526	6.0	17.0	3.47	1112
169	1545	5.0	12.0	3.79	1112
170	1546	12.0	15.0	3.64	1112
171	1555	7.0	39.0	3.98	1114
172	1582	6.0	35.0	3.98	1114
173	1533	12.0	25.0	4.61	1115
174	1534	9.0	27.0	4.46	1115
175	1535	5.0	30.0	4.48	1115
176	1536	5.0	23.0	4.51	1115
177	1538	11.0	33.0	4.38	1115
178	1731	11.0	22.0	4.22	1115
179	1542	11.0	17.0	3.91	1115
180	1543	12.0	24.0	3.83	1115
181	1544	15.0	27.0	3.83	1115
182	1529	4.0	35.0	4.54	1113
183	1530	3.0	37.0	4.27	1113
184	1531	2.0	37.0	4.73	1113
185	1532	4.0	25.0	4.56	1113
186	1568	4.0	46.0	4.76	1113
187	1528	5.0	68.0	5.05	1113
188	1554	4.0	69.0	4.94	1113
189	1557	4.0	43.0	3.62	1116
190	1556	4.0	52.0	5.73	1116
191	1698	5.0	24.0	4.06	1211
192	1567	3.0	25.0	4.34	1211
193	1714	4.0	31.0	4.55	1211
194	1715	9.0	21.0	4.88	1211
195	1716	4.0	35.0	3.95	1211
196	1559	4.0	36.0	3.86	1212
197	1560	6.0	21.0	3.90	1212
198	1561	6.0	27.0	4.04	1212
199	1562	7.0	37.0	3.40	1212
200	1563	5.0	35.0	3.90	1212
201	1564	7.0	27.0	3.81	1212
202	1565	4.0	28.0	3.54	1212
203	1566	6.0	38.0	3.86	1212
204	1573	10.0	35.0	4.11	1212
205	1574	15.0	37.0	3.63	1212
206	1583	16.0	30.0	4.00	1212
207	1709	4.0	33.0	3.97	1212
208	1717	4.0	27.0	3.06	1212
209	1718	4.0	27.0	3.06	1212
210	1719	7.0	31.0	4.76	1212
211	1720	7.0	35.0	4.57	1212
212	1570	7.0	45.0	3.82	1212
213	1700	4.0	31.0	3.97	1212
214	1708	7.0	28.0	3.81	1212
215	1710	5.0	29.0	4.44	1212
216	1703	8.0	19.0	3.96	1213
217	1705	5.0	16.0	4.06	1213
218	1549	10.0	23.0	4.61	1214
219	1706	6.0	13.0	4.45	1214
220	1707	34.0	246.0	3.98	1214

221	1712	5.0	18.0	3.97	1214
222	1539	7.0	10.0	4.11	1117
223	1540	6.0	21.0	3.78	1117
224	1547	6.0	27.0	3.80	1117
225	1548	10.0	11.0	3.95	1117
226	1684	6.0	12.0	3.86	1117
227	1541	6.0	11.0	3.87	1117
228	1685	9.0	11.0	3.90	1117
229	1686	4.0	13.0	3.32	1117
230	1588	5.0	23.0	3.96	1130
231	1589	7.0	14.0	4.31	1130
232	1590	9.0	16.0	4.34	1130
233	1584	16.0	4.0	3.90	1230
234	1721	3.0	5.0	4.21	1230
235	1667	5.0	23.0	4.07	1331
236	1669	6.0	24.0	4.32	1331
237	1670	6.0	24.0	4.28	1331
238	1597	5.0	17.0	3.46	1331
239	1725	6.0	34.0	4.32	1332
240	1648	10.0	18.0	3.86	1332
241	1726	4.0	30.0	4.39	1332
242	1551	7.0	34.0	4.15	1332
243	1639	4.0	13.0	6.34	1333
244	1640	4.0	37.0	4.46	1333
245	1683	7.0	30.0	4.57	1333
246	1641	7.0	41.0	4.47	1334
247	1642	4.0	41.0	4.77	1334
248	1631	10.0	35.0	4.69	1335
249	1632	4.0	27.0	4.22	1335
250	1634	9.0	35.0	4.03	1335
251	1635	7.0	30.0	4.20	1335
252	1637	8.0	19.0	4.77	1335
253	1654	7.0	27.0	4.44	1335
254	1643	3.0	44.0	4.86	1335
255	1644	10.0	34.0	4.13	1335
256	1645	4.0	12.0	4.71	1335
257	1646	2.0	12.0	5.55	1335
258	1553	4.0	9.0	3.86	1335
259	1550	6.0	31.0	5.51	1335
260	1727	5.0	33.0	4.34	1335
261	1581	8.0	22.0	4.84	1320
262	1673	3.0	16.0	3.28	1320
263	1664	4.0	23.0	4.71	1320
264	1665	5.0	17.0	4.37	1320
265	1666	6.0	26.0	4.33	1320
266	1668	5.0	13.0	3.92	1320
267	1671	5.0	30.0	4.87	1320
268	1672	8.0	28.0	4.03	1320
269	1674	5.0	10.0	4.27	1320
270	1677	6.0	11.0	3.20	1320
271	1680	5.0	20.0	3.80	1320
272	1676	4.0	11.0	5.00	1320
273	1682	6.0	47.0	4.26	1320
274	1575	5.0	29.0	4.81	1320
275	1576	6.0	24.0	5.02	1320
276	1577	7.0	22.0	5.15	1320
277	1578	6.0	18.0	4.33	1320
278	1579	8.0	16.0	4.01	1320
279	1580	5.0	19.0	6.64	1320
280	1595	7.0	22.0	6.03	1320
281	1679	6.0	28.0	4.04	1310
282	1658	3.0	26.0	3.21	1310
283	1659	2.0	5.0	1.84	1310
284	4717	2.1	15.9	2.78	51
285	4718	1.9	9.7	3.74	51
286	4719	2.2	12.1	4.57	51
287	4720	1.5	9.5	4.11	51
288	4721	8.9	14.9	2.95	51
289	4722	3.0	15.1	3.69	51
290	5580	3.5	13.7	3.28	52
291	5581	3.1	9.3	3.44	52
292	5582	4.2	9.8	3.78	52
293	5584	4.6	10.8	2.49	52
294	5585	27.2	10.9	3.15	52
295	5723	3.5	19.0	4.07	53

296	5724	4.2	18.4	3.94	53
297	5725	5.9	20.2	4.13	53
298	5726	1.0	10.2	1.67	53
299	5708	3.8	21.9	4.39	54
300	5710	3.2	14.1	3.82	54
301	6112	5.2	24.1	4.13	54
302	6457	1.8	13.8	2.08	55
303	6458	2.1	10.4	3.82	55
304	6459	3.7	18.0	2.66	55
305	6460	2.9	16.6	3.49	55
306	6461	2.0	9.9	2.74	5
307	2327	2.7	13.9	3.82	56
308	2328	3.1	16.0	3.86	56
309	2329	5.3	12.2	3.79	56
310	2332	5.7	10.1	4.83	56
311	2333	3.5	8.9	1.47	56
312	6045	6.5	10.2	5.41	57
313	6047	4.5	13.5	3.99	57
314	6050	5.2	9.0	4.12	57
315	471	5.7	24.2	1.97	101
316	1209	2.5	18.1	3.32	101
317	1406	6.9	22.5	3.07	101
318	1574	5.2	8.8	3.36	101
319	1576	2.4	13.7	3.53	101
320	1211	2.1	17.9	3.90	102
321	1571	4.1	24.0	3.24	102
322	1580	2.4	8.2	2.49	102
323	M217	4.1	12.6	3.49	103
324	M296	3.2	12.6	3.36	103
325	M293	12.3	9.2	3.65	103
326	M316	5.0	9.9	3.57	103
327	M216	4.0	14.3	3.98	104
328	M274	2.9	12.8	3.28	104
329	M294	3.9	19.2	3.74	104
330	M356	2.9	16.4	3.28	104
331	M 41	3.4	27.9	3.82	105
332	M258	3.0	20.3	4.61	105
333	M377	3.4	23.0	4.40	105
334	2998	2.5	18.0	3.15	1
335	2836	2.0	8.4	2.03	2
336	2838	1.5	6.3	1.93	2
337	2840	2.0	9.5	2.75	2
338	4917	2.1	13.0	2.76	3
339	4922	2.5	17.3	3.65	3
340	4918	1.4	10.0	1.46	3
341	4927	2.0	14.3	.93	4
342	4923	2.0	16.2	1.76	4
343	5310	2.4	14.7	3.65	4
344	4388	2.8	12.5	2.74	5
345	5578	3.9	26.8	.36	5
346	5576	2.6	22.2	3.98	5
347	4389	2.9	11.3	3.10	5
348	4387	3.4	16.6	3.14	81
349	5714	2.5	12.2	3.14	81
350	A3959	1.5	14.7	2.10	910
351	A3960	3.0	17.2	3.32	910
352	A3836	.8	13.4	3.42	911
353	A3837	.6	11.0	4.03	911
354	A3573	.5	8.9	4.59	911
355	A3929	1.5	14.3	3.36	58
356	A3932	1.7	16.6	2.99	58
357	A3950	1.3	28.0	4.27	58
358	A3567	.8	11.9	2.14	80
359	A3568	1.5	26.1	2.57	80
360	A4000	2.6	10.8	1.51	6
361	A4001	1.7	7.4	3.27	59
362	C86 1	.6	.9	.88	912
363	A3942	1.3	.8	.71	912
364	A3989	.3	.3	1.29	912
365	C86 2	.3	1.0	.81	913
366	YV 69	4.0	11.5	3.32	61
367	A3565	.4	.3	.19	913
368	A3968	1.4	4.2	.51	913
369	A3935	.5	3.1	1.53	913
370	A3215	.2	.3	.22	914

371	A3217	1.7	.5	.19	914
372	A3203	2.1	16.9	2.49	915
373	A3209	.2	.1	.30	916
374	A2841	.9	4.7	2.91	916
375	A3206	2.2	11.8	1.74	916
376	A3211	.1	.0	.09	917
377	A3202	1.9	.5	.40	917
378	A3267	.4	.4	.85	918
379	A3270	.2	.1	2.93	918
380	B 1	.3	.7	.22	919
381	B 2	.3	1.0	.30	920
382	B 3	.4	1.5	1.09	921
383	B 4	1.1	1.8	1.34	922
384	B 5	1.3	20.8	2.37	923
385	B 6	1.2	17.0	2.32	924
386	B 7	.5	4.4	1.96	925
387	B 8	.7	7.2	1.74	926
388	B 9	.5	6.3	3.54	927
389	4735	2.5	7.4	3.83	62
390	4393	3.0	15.1	3.94	62
391	4397	4.1	18.3	3.08	62
392	4398	2.6	10.9	4.13	62
393	6463	4.3	20.9	4.27	63
394	6465	3.7	30.5	4.23	63
395	5820	5.5	12.9	3.90	203
396	5821	20.0	18.1	3.64	203
397	5822	9.1	16.6	3.59	203
398	5823	6.9	21.0	3.57	203
399	5824	25.1	3.3	3.03	203
400	5825	16.7	1.4	3.00	203
401	1680	6.4	32.3	4.23	107
402	1685	3.9	28.8	3.84	107
403	1690	16.9	47.8	4.13	107
404	2889	30.9	241.9	3.88	107
405	2882	12.7	50.9	4.03	107
406	2878	9.2	52.6	3.93	107
407	7934	14.6	43.9	4.29	108
408	7935	6.3	32.8	4.32	108
409	7936	8.4	51.0	4.75	108
410	7937	4.1	25.4	4.53	108
411	7938	14.8	23.7	3.68	108
412	7939	5.1	36.3	4.64	108
413	7940	7.6	36.0	4.86	108
414	445	7.0	25.3	3.67	106
415	337	15.1	35.8	4.03	106
416	5d36	5.0	20.3	3.80	106
417	7c110	2.9	19.6	3.39	106
418	5d38	5.8	3.1	4.24	202
419	6b117	5.9	30.3	5.15	202
420	78mV2	2.4	18.6	4.13	60
421	78mV2	2.2	16.4	4.37	60
422	2b6	2.7	45.8	5.36	60
423	8127	6.8	13.5	3.92	201
424	8125	6.8	15.1	4.59	201
425	498	6.9	31.6	3.82	109
426	579	7.9	40.0	3.94	109
427	1267	6.2	31.4	3.57	109
428	1368	10.0	42.5	3.57	109
429	1160	4.7	16.6	2.82	110
430	1151	4.9	16.8	1.78	110
431	1147	7.0	19.7	1.74	301
432	1169	3.9	16.3	2.82	110
433	1177	4.6	14.6	3.61	110
434	1179	13.1	18.5	3.03	301
435	451	3.2	23.8	3.29	111
436	458	4.6	10.4	3.01	112
437	1250	4.0	10.9	3.69	115
438	1430	2.4	23.5	3.20	115
439	403	2.1	15.2	3.28	82
440	758	.8	9.5	1.49	908
441	777	.9	10.6	2.91	908
442	YV69	4.0	10.9	4.10	61
443	YV62	8.0	9.6	4.68	61

444	307	1.9	9.5	4.03	61
445	6466	3.3	20.5	4.43	63
446	5738	4.2	18.3	2.67	113
447	5740	4.8	23.1	3.21	113
448	5742	2.9	11.5	2.67	113
449	5743	6.6	17.8	3.53	113
450	5744	3.1	24.1	3.14	113
451	1191	11.3	31.5	3.52	114
452	Blon	8.3	29.2	3.74	203
453	1137	6.2	15.7	3.43	116
454	1192	10.5	7.0	3.79	116
455	6281	3.0	17.3	3.78	116
456	6282	8.3	25.2	4.56	116
457	6284	4.1	18.6	3.39	116
458	5826	3.5	19.3	3.20	117
459	5827	1.9	12.0	2.39	117
460	5828	4.3	21.6	3.30	117
461	5829	16.4	25.7	3.91	117
462	5830	13.2	21.2	5.48	117
463	5730	4.5	3.9	3.73	204
464	5731	3.6	2.8	3.82	204
465	5732	2.4	2.3	3.71	204
466	1766	2.8	5.1	4.40	127
467	1876	4.1	15.4	4.20	127
468	1276	3.4	6.4	4.30	127
469	0576	4.0	15.0	4.90	127
470	9075	3.4	14.8	4.30	127
471	1076	3.7	9.3	3.90	118
472	7775	3.8	27.4	4.50	118
473	7175	1.8	28.5	4.70	118
474	1576	7.1	18.7	5.00	118
475	0877	5.2	23.6	4.15	119
476	0277	7.0	29.7	4.15	119
477	677b	3.5	19.9	3.70	119
478	9G	4.8	20.4	3.80	120
479	7G	6.8	25.4	4.60	120
480	11G	4.6	21.4	3.90	120
481	I	6.8	33.3	3.80	124
482	Gm2	5.5	32.0	3.90	121
483	Gm7a	7.1	27.4	3.90	121
484	Gm13	8.7	29.4	3.70	122
485	Gm10	8.7	29.2	3.70	122
486	W	7.9	30.3	3.70	122
487	G19a	7.6	35.3	3.70	123
488	G19b	7.4	33.9	3.70	123
489	ES1	4.0	11.4	4.68	105
490	ES2	7.1	31.3	4.38	105
491	ES3	18.3	15.1	6.64	302
492	ES4	8.4	54.2	7.30	105
493	ES5	22.0	10.0	6.39	302
494	ES6	4.4	30.0	3.64	105
495	ES7	5.2	17.4	4.80	105
496	ES8	5.7	19.5	4.59	105
497	ES9	6.7	21.3	5.02	105
498	ES10	6.4	21.5	4.80	105
499	ES11	8.5	16.3	4.51	205
500	ES12	5.1	29.1	4.26	302
501	1421	4.0	38.0	4.68	6112
502	1422	3.0	36.0	4.84	6112
503	1446	6.0	33.0	3.90	6112
504	1447	4.0	46.0	4.34	6112
505	1448	3.0	30.0	4.08	6112
506	1451	5.0	34.0	4.29	6112
507	1459	4.0	34.0	3.69	6112
508	1460	3.0	27.0	4.99	6112
509	1461	3.0	38.0	4.37	6112
510	1463	4.0	38.0	4.59	6112
511	1464	3.0	28.0	4.54	6112
512	1472	7.0	53.0	4.19	6112
513	1473	7.0	44.0	4.34	6112
514	1474	5.0	35.0	3.90	6112
515	1475	5.0	33.0	4.22	6112
516	1476	6.0	39.0	4.58	6112

517	1487	7.0	56.0	4.38	6112
518	1488	6.0	53.0	4.39	6112
519	1489	5.0	43.0	4.67	6112
520	1490	7.0	41.0	4.55	6112
521	1511	6.0	34.0	4.55	6112
522	1512	6.0	55.0	4.51	6112
523	1513	5.0	35.0	4.83	6112
524	1514	8.0	44.0	4.35	6112
525	1281	4.0	25.0	3.40	6121
526	1284	9.0	23.0	3.80	6121
527	1285	9.0	29.0	3.60	6121
528	1286	7.0	13.0	3.75	6121
529	1301	10.0	28.0	4.24	6121
530	1324	5.0	25.0	3.65	6121
531	1339	4.0	31.0	3.48	6121
532	1344	7.0	29.0	3.49	6121
533	1345	6.0	33.0	3.44	6121
534	1376	10.0	34.0	4.04	6121
535	1289	7.0	40.0	4.15	6122
536	1291	9.0	22.0	4.59	6122
537	1304	7.0	39.0	4.42	6122
538	1308	7.0	32.0	4.35	6122
539	1310	5.0	38.0	4.42	6122
540	1312	6.0	27.0	4.55	6122
541	1321	4.0	37.0	4.55	6122
542	1329	3.0	36.0	4.23	6122
543	1349	3.0	28.0	4.27	6122
544	1364	6.0	41.0	4.47	6122
545	1365	7.0	38.0	4.35	6122
546	1373	12.0	46.0	4.18	6122
547	1391	6.0	37.0	4.40	6122
548	1392	7.0	43.0	4.32	6122
549	1401	4.0	37.0	4.59	6122
550	1402	5.0	48.0	4.30	6122
551	1288	7.0	29.0	3.90	6122
552	1292	9.0	38.0	4.34	6122
553	1293	8.0	32.0	3.95	6122
554	1294	7.0	27.0	4.07	6122
555	1299	11.0	39.0	4.17	6122
556	1300	17.0	19.0	3.90	6122
557	1302	6.0	24.0	5.12	6122
558	1305	13.0	33.0	4.31	6122
559	1306	6.0	44.0	3.91	6122
560	1307	15.0	39.0	3.99	6122
561	1309	9.0	53.0	4.48	6122
562	1313	8.0	49.0	3.85	6122
563	1315	8.0	26.0	3.90	6122
564	1316	4.0	39.0	3.88	6122
565	1317	6.0	36.0	4.27	6122
566	1318	5.0	39.0	4.44	6122
567	1319	9.0	40.0	4.15	6122
568	1320	7.0	41.0	4.23	6122
569	1323	10.0	23.0	4.02	6122
570	1326	7.0	40.0	4.52	6122
571	1328	6.0	48.0	4.43	6122
572	1332	15.0	36.0	4.02	6122
573	1335	4.0	54.0	4.32	6122
574	1336	6.0	50.0	4.15	6122
575	1354	3.0	47.0	4.27	6122
576	1369	5.0	46.0	3.99	6122
577	1370	6.0	40.0	4.12	6122
578	1399	7.0	37.0	3.95	6122
579	1414	4.0	33.0	3.91	6122
580	1415	6.0	37.0	4.07	6122
581	1452	6.0	20.0	3.68	6122
582	1453	5.0	23.0	3.85	6122
583	1469	9.0	50.0	4.37	6122
584	1521	9.0	36.0	4.34	6122
585	1241	13.0	42.0	4.31	6123
586	1242	6.0	44.0	4.36	6123
587	1243	10.0	47.0	4.27	6123

588	1244	9.0	46.0	3.95	6123
589	1245	7.0	43.0	4.46	6123
590	1268	8.0	70.0	4.23	6123
591	1271	20.0	56.0	3.45	6123
592	1272	7.0	37.0	3.65	6123
593	1278	8.0	51.0	4.14	6123
594	1278	8.0	51.0	4.14	6123
595	1330	8.0	41.0	4.19	6123
596	1342	11.0	26.0	4.19	6123
597	1355	8.0	34.0	4.04	6123
598	1393	11.0	28.0	3.99	6123
599	1413	8.0	41.0	3.91	6123
600	1449	17.0	25.0	3.87	6123
601	1450	16.0	34.0	4.04	6123
602	1235	10.0	28.0	4.04	6126
603	1290	9.0	39.0	4.57	6126
604	1298	11.0	22.0	4.57	6126
605	1043	6.0	26.0	4.58	6131
606	1053	10.0	34.0	3.31	6131
607	1054	4.0	25.0	5.01	6131
608	1058	16.0	36.0	4.03	6131
609	1067	9.0	28.0	4.58	6131
610	1068	5.0	37.0	4.57	6131
611	1069	4.0	37.0	4.17	6131
612	1070	6.0	46.0	4.82	6131
613	1071	8.0	39.0	4.49	6131
614	1072	7.0	45.0	4.70	6131
615	1073	9.0	28.0	4.86	6131
616	1074	8.0	39.0	4.56	6131
617	1085	6.0	33.0	4.75	6131
618	1098	5.0	38.0	4.63	6131
619	1099	4.0	44.0	4.92	6131
620	1100	4.0	40.0	4.67	6131
621	1104	7.0	37.0	4.16	6131
622	1105	10.0	22.0	4.34	6131
623	1107	9.0	34.0	4.48	6131
624	1117	7.0	40.0	4.37	6131
625	1118	4.0	26.0	4.33	6131
626	1119	9.0	24.0	4.19	6131
627	1120	5.0	37.0	4.55	6131
628	1122	10.0	41.0	4.90	6131
629	1123	4.0	40.0	4.71	6131
630	1124	7.0	40.0	4.45	6131
631	1126	11.0	43.0	4.06	6131
632	1163	7.0	42.0	4.53	6131
633	1164	4.0	30.0	4.67	6131
634	1165	7.0	29.0	3.87	6131
635	1168	8.0	51.0	4.52	6131
636	1220	4.0	38.0	4.34	6131
637	1221	7.0	37.0	4.62	6131
638	1352	10.0	34.0	4.04	6131
639	1383	11.0	24.0	4.48	6131
640	1387	6.0	46.0	4.59	6131
641	1389	7.0	39.0	4.51	6131
642	1390	4.0	44.0	4.48	6131
643	1395	5.0	39.0	4.31	6131
644	1522	5.0	36.0	4.17	6131
645	1368	3.0	32.0	4.37	6131
646	R88	2.0	10.7	3.10	413
647	R105	3.8	12.1	3.10	413
648	R119	3.5	12.1	3.27	413
649	R132	1.9	12.5	2.81	413
650	R166	3.7	10.2	3.61	413
651	R194	4.2	18.7	3.53	413
652	185	3.0	21.0	3.41	4111
653	191	4.0	20.0	3.57	4111
654	201	4.0	25.0	2.94	4111
655	203	4.0	24.0	3.16	4111
656	204	4.0	23.0	3.49	4111
657	205	5.0	24.0	3.41	4111
658	207	5.0	21.0	2.91	4111

659	174	4.0	18.0	3.44	4112
660	175	5.0	22.0	3.16	4112
661	183	7.0	24.0	3.53	4112
662	177	6.0	17.0	3.74	4113
663	178	6.0	20.0	3.53	4113
664	188	4.0	23.0	3.49	4113
665	202	4.0	20.0	3.74	4113
666	192	5.0	22.0	3.82	4114
667	193	7.0	23.0	3.68	4114
668	194	6.0	21.0	3.64	4114
669	195	4.0	19.0	3.90	4114
670	196	6.0	21.0	4.02	4114
671	197	7.0	15.0	3.82	4114
672	198	6.0	15.0	3.62	4114
673	168	7.0	17.0	3.57	4115
674	169	10.0	12.0	3.86	4115
675	170	13.0	10.0	4.02	4115
676	171	4.0	21.0	3.74	4115
677	172	7.0	13.0	3.98	4115
678	173	11.0	13.0	3.65	4115
679	491	3.0	19.0	3.19	4311
680	521	4.0	14.0	3.35	4311
681	536	5.0	17.0	3.21	4312
682	538	5.0	21.0	3.40	4312
683	462	5.0	15.0	4.23	4313
684	467	6.0	19.0	3.74	4313
685	393	5.0	17.0	3.40	470
686	402	3.0	8.0	3.65	470
687	408	6.0	20.0	3.57	470
688	418	8.0	22.0	3.77	470
689	420	4.0	22.0	3.74	470
690	421	10.0	13.0	3.69	470
691	424	10.0	18.0	3.90	470
692	425	4.0	13.0	3.67	470
693	427	8.0	5.0	3.44	470
694	L1	7.0	20.0	4.97	466
695	L2	16.0	32.0	4.18	466
696	L3	4.0	20.0	3.57	466
697	L5	10.0	18.0	3.64	466
698	L6	6.0	6.0	4.69	466
699	L7	5.0	11.0	3.69	466
700	L8	10.0	22.0	3.65	466
701	L9	54.0	14.0	4.19	466
702		4.0	4.0	3.24	464
703		6.0	11.0	3.91	464
704		6.0	20.0	4.48	464
705		9.0	19.0	3.16	464
706		13.0	6.0	3.85	464
707		8.0	7.0	3.82	464
708		9.0	12.0	3.35	464
709		5.0	17.0	3.76	464
710		13.0	14.0	3.80	464
711		7.0	15.0	3.65	464
712		4.0	25.0	4.08	464
713		11.0	13.0	3.32	464
714		10.0	15.0	3.79	464
715		8.0	17.0	3.84	464
716		10.0	26.0	4.03	464
717		5.0	9.0	3.83	464
718		6.0	10.0	3.69	464
719		11.0	10.0	3.44	464
720		8.0	24.0	4.03	4641
721		4.0	17.0	3.85	4641
722		1.0	16.0	3.26	4641
723		4.0	1.0	4.13	4641
724		8.0	16.0	3.80	4641
725		13.0	16.0	3.99	4641
726		9.0	13.0	3.98	4641
727		7.0	15.0	3.84	4642
728		7.0	8.0	3.98	4642
729		7.0	10.0	3.86	4642

730		4.0	9.0	3.81	4642
731		5.0	11.0	3.79	4642
732		5.0	5.0	3.53	4642
733		12.0	15.0	3.40	4642
734		4.0	4.0	3.27	4642
735		4.0	23.0	3.85	4642
736		15.0	11.0	3.85	4642
737		4.0	6.0	3.80	4642
738		2.0	7.0	4.22	4642
739		6.0	9.0	4.25	4642
740		3.0	7.0	3.68	4642
741		5.0	7.0	3.79	4642
742		6.0	7.0	4.16	4642
743		8.0	8.0	4.34	4642
744		7.0	12.0	4.16	4642
745		8.0	11.0	3.79	4642
746		8.0	15.0	3.84	4642
747		8.0	6.0	3.73	4643
748		6.0	10.0	3.60	4643
749		5.0	19.0	3.62	4643
750		5.0	19.0	3.62	4643
751		20.0	3.7	0.00	4643
752		7.0	10.0	3.77	4643
753		11.0	20.0	3.64	4643
754		6.0	20.0	3.64	4643
755		9.0	89.0	3.76	4643
756		5.0	14.0	3.62	4643
757		18.0	3.4	0.00	4643
758		8.0	8.0	3.59	4643
759		8.0	8.0	3.39	4643
760		5.0	6.0	3.73	4643
761		16.0	8.0	3.31	4643
762		5.0	13.0	3.69	4643
763		3.0	14.0	3.67	4643
764		10.0	13.0	3.55	4643
765		10.0	10.0	3.48	4643
766		2.0	7.0	3.31	4643
767		8.0	11.0	3.85	4643
768		8.0	3.0	3.23	4643
769		10.0	11.0	3.40	4643
770		4.0	17.0	3.60	511
771		5.0	18.0	3.30	511
772		4.0	32.0	4.40	511
773		3.0	31.0	4.12	512
774		8.0	22.0	4.65	512
775		8.0	14.0	4.83	520
776		5.0	26.0	4.30	520
777		8.0	16.0	3.93	520
778		18.0	4.0	4.56	531
779		12.0	17.0	4.43	531
780		5.0	27.0	4.52	531
781		6.0	36.0	4.43	531
782		12.0	59.0	4.75	531
783		9.0	13.0	3.77	532
784		13.0	19.0	4.03	532
785		15.0	13.0	4.14	532
786		8.0	10.0	3.93	532
787		12.0	9.0	4.19	532
788		10.0	9.0	3.49	532
789	T106	4.0	11.0	3.98	451
790	T107	6.0	23.0	3.72	451
791	795	6.0	12.0	5.52	462
792	854	5.0	14.0	3.36	462
793	858	4.0	12.0	3.60	462
794	902	9.0	2.0	3.69	462
795	166	7.0	18.0	3.94	421
796	167	13.0	27.0	4.10	421
797	165	10.0	9.0	3.49	422
798	164	10.0	12.0	4.01	423
799	797	8.0	13.0	3.76	461
800	813	3.0	14.0	3.52	461

801	817	4.0	12.0	3.73	461
802	829	5.0	34.0	3.40	461
803	835	4.0	5.0	3.82	461
804	836	4.0	4.0	3.47	461
805	837	3.0	8.0	3.68	461
806	852	4.0	2.0	3.84	461
807	861	6.0	10.0	4.13	461
808	888	3.0	8.0	3.54	461
809	867	4.0	17.0	4.29	465
810	899	11.0	13.0	4.58	465
811	469	26.0	25.0	4.05	432
812	473	11.0	7.0	4.64	432
813	479	8.0	10.0	5.17	432
814	479	8.0	10.0	5.17	432
815	527	6.0	12.0	3.82	432
816	544	11.0	18.0	3.43	432
817	840	4.0	24.0	4.09	463
818	846	6.0	12.0	3.80	463
819	871	6.0	16.0	3.65	463
820	880	3.0	18.0	3.92	463
821	887	4.0	18.0	3.96	463
822	903	4.0	3.0	3.87	463
823	907	7.0	13.0	4.00	463
824	912	8.0	19.0	4.06	463
825	919	6.0	15.0	4.01	463
826	920	6.0	8.0	4.21	463
827	951	7.0	8.0	3.93	463
828	449	4.0	11.0	3.98	441
829	452	11.0	18.0	4.28	441
830	924	5.0	9.0	4.84	466
831	976	1.0	2.0	2.43	4675
832	1000	3.0	10.0	3.91	4673
833	BM1	1.5	5.6	1.35	10
834	BM2	1.6	6.0	1.77	10
835	BM3	2.1	8.4	2.10	10
836	BM4	1.8	6.8	1.94	10
837	BM5	1.8	6.6	1.94	10
838	BM6	1.7	6.5	1.58	10
839	BM7	1.8	7.0	2.10	10
840	BM8	2.7	10.7	1.88	10
841	BM9	5.1	48.9	3.30	11
842	BM10	6.6	46.8	3.80	11
843	BM11	3.8	43.0	5.80	11
844	BM12	4.9	40.3	2.10	11
845	BM13	1.4	5.0	1.60	11
846	BM14	4.5	39.3	1.43	11
847	BM16	.8	1.5	1.16	11
848	BM17	5.4	25.7	.45	11
849	BM18	1.2	3.3	1.30	11
850	BM19	2.0	6.9	1.19	11
851	BM20	3.9	12.5	1.44	11
852	BM21	8.3	46.3	3.20	11
853	BM22	12.5	45.2	3.20	11
854	BM22	12.5	45.2	2.50	11
855	BM23	8.5	48.9	3.30	11
856	BM24	4.3	42.2	2.50	11
857	BM25	5.6	36.7	3.40	11

ANNEXE 4

Valeur en U (ppm) et valeur de l'écart type à la moyenne

Th (ppm) " " " " " " "

K (%) " " " " " " "

A (μWm^{-3}) " " " " " " "

Th/U " " " " " " "

pour les différents ensembles géologiques dont les codes figurent en Annexe 1

AIV.84

CODE	URANIUM	THORIUM	POTASSIUM	A(microWm-3)	Th/U	N
910	2.3	16.0	2.71	1.99	7.67	2
	.8	1.3	.61	.34	2.01	
911	.7	11.1	4.01	1.34	17.05	3
	.1	1.8	.48	.12	1.13	
912	.7	.7	.96	.32	1.16	3
	.4	.3	.24	.10	.38	
913	.6	2.1	.76	.39	3.15	4
	.4	1.6	.50	.22	1.76	
914	.9	.4	.21	.29	.98	2
	.7	.1	.02	.19	.67	
915	2.1	16.9	2.49	1.99	7.88	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
916	1.1	5.5	1.65	.83	3.81	3
	.8	4.8	1.07	.61	2.25	
917	1.0	.3	.25	.30	.34	2
	.9	.2	.16	.27	.06	
918	.3	.3	1.89	.27	.84	2
	.1	.2	1.04	.07	.39	
919	.3	.7	.22	.14	2.46	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
920	.3	1.0	.30	.17	3.70	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
921	.4	1.5	1.09	.32	3.49	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
922	1.1	1.8	1.34	.55	1.61	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
923	1.3	20.8	2.37	2.03	16.51	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
924	1.2	17.0	2.32	1.75	13.93	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
925	.5	4.4	1.96	.64	8.46	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
926	.7	7.2	1.74	.86	10.14	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
927	.5	6.3	3.54	.93	11.89	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
80	1.2	19.0	2.36	1.88	15.99	2
	.3	7.1	.22	.61	1.51	
81	3.0	14.4	3.14	2.09	4.87	2
	.4	2.2	0.00	.26	.04	
82	2.1	15.2	3.28	1.95	7.12	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
413	3.2	12.7	3.24	2.04	4.30	6
	.9	2.8	.27	.39	1.33	
1121	3.0	14.8	3.28	2.14	4.92	4
	0.0	2.7	.55	.22	.89	

1221	3.0	9.7	4.34	1.88	3.67	3
	.8	2.9	.17	.24	2.01	
621	3.0	20.5	3.41	2.56	6.83	2
	0.0	6.5	.09	.47	2.17	
1310	3.7	19.7	3.03	2.64	5.28	3
	1.7	10.4	.91	1.20	2.55	
1122	2.8	18.7	3.53	2.40	7.21	6
	1.2	10.9	.62	.94	4.31	
301	10.1	19.1	2.39	4.20	2.11	2
	3.1	.6	.65	.81	.70	
302	15.1	18.1	5.76	5.76	2.33	3
	7.3	8.1	1.07	1.41	2.39	
1	2.5	18.0	3.15	2.23	7.29	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
2	1.8	8.1	2.24	1.26	4.44	3
	.2	1.3	.37	.18	.23	
3	2.0	13.4	2.62	1.72	6.74	3
	.5	3.0	.90	.42	.35	
4	2.2	15.0	2.11	1.83	7.01	3
	.2	.9	1.14	.16	.82	
5	2.9	16.5	2.58	2.16	5.72	5
	.6	6.7	1.20	.55	1.70	
6	2.6	10.8	1.51	1.58	4.24	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
4673	3.0	10.0	3.91	1.86	3.33	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
4675	1.0	2.0	2.43	.63	2.00	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
10	1.9	7.2	1.83	1.18	3.79	8
	.3	1.5	.24	.21	.12	
51	3.3	12.8	3.64	2.11	5.17	6
	2.5	2.6	.62	.73	1.78	
52	8.5	10.9	3.23	3.30	2.39	5
	9.4	1.5	.42	2.42	1.15	
53	3.7	16.9	3.45	2.48	5.90	4
	1.8	3.9	1.03	.82	2.69	
54	4.0	20.1	4.11	2.87	4.98	3
	.8	4.3	.23	.52	.61	
55	2.6	14.7	3.01	2.02	5.80	4
	.8	2.9	.68	.38	1.18	
56	4.1	12.2	3.55	2.26	3.38	5
	1.2	2.5	1.11	.36	1.47	
57	5.4	10.9	4.51	2.61	2.09	3
	.8	1.9	.64	.24	.63	
58	1.5	19.6	3.54	2.13	13.37	3
	.2	6.0	.54	.45	5.28	
59	1.7	7.4	3.27	1.27	4.46	1

60	2.4	26.9	4.62	2.99	10.77	3
	.2	13.4	.53	1.05	4.49	
61	4.5	10.4	4.03	2.28	2.95	4
	2.2	.9	.48	.59	1.36	
62	3.1	12.9	3.74	2.07	4.16	4
	.6	4.1	.40	.41	.77	
63	3.7	23.9	4.31	3.09	6.47	3
	.4	4.6	.09	.33	1.42	
1123	4.0	20.5	4.20	2.90	8.28	4
	3.0	2.6	.60	.86	4.88	
201	6.8	14.3	4.26	3.20	2.09	2
	.0	.8	.34	.09	.12	
202	5.9	16.7	4.70	3.16	2.81	2
	.1	13.6	.46	1.03	2.29	
203	13.1	14.6	3.50	4.77	1.69	7
	7.0	9.1	.32	1.50	1.27	
204	3.5	3.0	3.75	1.48	.89	3
	.9	.7	.05	.27	.08	
205	8.5	16.3	4.51	3.79	1.92	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
1117	6.8	14.5	3.82	3.15	2.35	8
	1.8	5.7	.21	.52	1.16	
1230	9.5	4.5	4.06	3.17	.96	2
	6.5	.5	.16	1.63	.71	
1130	7.0	17.7	4.20	3.47	2.79	3
	1.6	3.9	.17	.29	1.28	
422	10.0	9.0	3.49	3.57	.90	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
421	10.0	22.5	4.02	4.58	2.32	2
	3.0	4.5	.08	1.10	.25	
423	10.0	12.0	4.01	3.83	1.20	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
432	11.7	13.7	4.38	4.42	1.29	6
	6.6	6.1	.66	2.07	.44	
441	7.5	14.5	4.13	3.37	2.19	2
	3.5	3.5	.15	1.17	.56	
461	4.4	11.0	3.69	2.28	2.58	10
	1.5	8.5	.21	.79	1.81	
462	6.0	10.0	4.04	2.65	2.01	4
	1.9	4.7	.86	.27	1.10	
463	5.5	14.0	3.95	2.81	2.83	11
	1.5	5.7	.14	.52	1.77	
465	7.5	15.0	4.44	3.44	2.72	2
	3.5	2.0	.15	.78	1.53	
531	10.6	28.6	4.54	5.22	3.59	5
	4.7	18.6	.12	1.39	2.32	

532	11.2	12.2	3.93	4.14	1.11	6
	2.4	3.5	.24	.78	.29	
101	4.6	17.5	3.05	2.72	4.38	5
	1.8	5.6	.56	.68	1.87	
102	2.9	16.7	3.21	2.23	5.98	3
	.9	6.5	.58	.68	2.12	
103	6.1	11.1	3.52	2.71	2.45	4
	3.6	1.5	.11	.86	1.21	
104	3.4	15.7	3.57	2.34	4.68	4
	.5	2.4	.30	.28	.79	
105	5.3	25.3	4.73	3.61	5.04	11
	1.7	10.7	.91	1.13	1.86	
106	7.5	25.3	3.72	4.10	4.18	4
	4.6	6.5	.23	1.67	1.56	
107	13.3	75.7	4.01	9.22	5.48	6
	8.9	74.9	.14	7.50	1.76	
108	8.7	35.6	4.44	5.21	4.84	7
	4.0	9.0	.37	1.26	1.79	
109	7.8	36.4	3.73	4.95	4.74	4
	1.4	5.0	.16	.71	.34	
110	4.5	16.1	2.76	2.58	3.57	4
	.4	.9	.65	.09	.37	
111	3.2	23.8	3.29	2.85	7.37	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
112	4.6	10.4	3.01	2.23	2.25	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
113	4.3	19.0	3.04	2.76	4.71	5
	1.3	4.5	.33	.53	1.63	
114	11.3	31.5	3.52	5.52	2.78	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
115	3.2	17.2	3.45	2.39	6.23	2
	.8	6.3	.25	.21	3.52	
116	6.4	16.8	3.79	3.22	3.29	5
	2.7	5.9	.42	.70	1.72	
117	5.7	15.6	4.04	2.98	3.56	10
	4.6	6.3	.84	1.57	1.68	
118	4.1	21.0	4.53	2.99	7.05	4
	1.9	7.7	.40	.63	5.41	
119	5.2	24.4	4.00	3.47	4.82	3
	1.4	4.0	.21	.67	.62	
120	5.4	22.4	4.10	3.39	4.21	3
	1.0	2.2	.36	.44	.38	
121	6.3	29.7	3.90	4.12	4.84	2
	.8	2.3	0.00	.04	.98	
122	8.4	29.6	3.70	4.65	3.52	3
	.4	.5	0.00	.06	.22	
123	7.5	34.6	3.70	4.76	4.61	2
	.1	.7	0.00	.08	.03	

124	6.8	33.3	3.80	4.49	4.90	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
1211	5.0	27.2	4.36	3.65	6.39	5
	2.1	5.1	.34	.45	2.46	
1212	6.8	31.9	3.88	4.39	5.47	20
	3.3	5.3	.41	1.01	1.90	
1213	6.5	17.5	4.01	3.31	2.79	2
	1.5	1.5	.05	.49	.41	
1214	13.8	75.0	4.25	9.30	3.83	4
	11.8	98.8	.28	10.06	2.05	
1111	3.9	20.3	3.99	2.83	5.69	7
	1.1	4.7	.23	.43	2.16	
1112	6.1	23.7	4.11	3.66	4.35	9
	2.5	8.7	.40	.86	1.87	
1113	3.7	45.3	4.69	4.63	12.60	7
	.9	15.7	.24	1.27	4.03	
1114	6.5	37.0	3.98	4.70	5.70	2
	.5	2.0	0.00	.27	.13	
1115	10.1	25.3	4.25	4.83	2.89	9
	3.1	4.4	.29	.82	1.41	
1116	4.0	47.5	4.68	4.86	11.88	2
	0.0	4.5	1.06	.42	1.13	
614	8.2	37.0	4.24	5.15	5.18	49
	2.6	6.4	.60	.85	2.55	
6142	8.0	44.0	4.26	5.60	6.10	22
	3.2	11.1	.33	1.35	1.89	
6143	9.1	33.4	4.19	5.13	4.39	21
	3.8	9.0	.28	1.08	2.09	
6144	9.0	46.5	4.42	6.06	5.17	2
	0.0	4.5	.27	.35	.50	
6145	10.0	47.0	4.13	6.33	4.70	1
	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	
6146	7.0	34.0	3.39	4.56	5.75	2
	5.0	20.0	1.08	2.82	1.25	
61111	4.9	26.7	3.80	3.53	6.10	18
	2.3	7.9	.40	1.05	2.04	
61112	3.9	33.2	4.22	3.78	8.97	15
	1.0	5.8	.18	.56	2.50	
6112	5.0	39.1	4.40	4.51	8.16	29
	1.4	8.0	.29	.86	1.84	
6121	7.1	27.0	3.69	4.11	4.25	10
	2.2	5.7	.26	.75	1.76	
6122	7.2	37.1	4.22	4.91	6.07	50
	3.0	8.6	.26	.91	2.91	
6123	10.3	42.1	4.07	6.05	4.65	17
	3.9	11.1	.25	1.15	1.96	
6126	10.0	29.7	4.39	5.12	3.04	3
	.8	7.0	.25	.30	.97	

6131	6.9	36.1	4.46	4.78	6.06	41
	2.7	6.8	.31	.78	2.49	
4111	4.1	22.6	3.27	2.99	5.57	7
	.6	1.8	.25	.22	.89	
4112	5.3	21.3	3.38	3.22	4.11	3
	1.2	2.5	.16	.50	.48	
4113	5.0	20.0	3.63	3.07	4.23	4
	1.0	2.1	.12	.18	1.19	
4114	5.9	19.4	3.79	3.26	3.44	7
	1.0	3.0	.14	.31	.86	
4115	8.7	14.3	3.80	3.63	2.11	6
	3.0	3.6	.16	.56	1.50	
4311	3.5	16.5	3.27	2.39	4.92	2
	.5	2.5	.08	.04	1.42	
4312	5.0	19.0	3.31	2.96	3.80	2
	0.0	2.0	.10	.15	.40	
4313	5.5	17.0	3.99	3.02	3.08	2
	.5	2.0	.25	.25	.08	
451	5.0	17.0	3.85	2.87	3.29	2
	1.0	6.0	.13	.67	.54	
4641	6.7	14.7	3.86	3.16	4.03	7
	3.7	6.4	.27	1.17	5.03	
4642	6.4	10.0	3.86	2.73	1.81	20
	3.0	4.3	.27	.91	1.10	
4643	8.4	14.2	3.27	3.50	2.14	23
	4.4	16.7	1.02	1.53	2.08	
466	13.0	16.9	4.16	4.97	2.12	9
	14.9	7.4	.53	3.92	1.24	
511	4.3	22.3	3.77	3.07	5.28	3
	.5	6.8	.46	.48	1.94	
512	5.5	26.5	4.39	3.73	6.54	2
	2.5	4.5	.27	.35	3.79	
520	7.0	18.7	4.35	3.56	2.98	3
	1.4	5.2	.37	.02	1.57	
1331	5.5	22.0	4.03	3.38	4.00	4
	.5	2.9	.34	.34	.42	
1332	6.8	29.0	4.18	4.21	4.96	4
	2.2	6.6	.20	.38	2.06	
1333	5.0	26.7	5.12	3.68	5.60	3
	1.4	10.1	.86	.80	2.62	
1334	5.5	41.0	4.62	4.78	8.05	2
	1.5	0.0	.15	.37	2.20	
1335	6.1	26.8	4.56	3.92	5.06	13
	2.6	10.2	.51	1.16	3.12	
1320	5.7	21.2	4.54	3.42	3.85	20
	1.3	8.3	.80	.77	1.54	
470	6.4	15.3	3.65	3.11	2.74	9
	2.5	5.7	.15	.79	1.34	