Jean-Louis JORON et Michel TREUIL

Cycles géochimiques : une histoire naturelle illustrée des éléments chimiques.



Laboratoire Pierre Süe Centre CEA-Saclay – France

Organisation du site

Partie A :

 Approche méthodologique et bases théoriques élémentaires de l'étude des distributions des éléments en traces dans les grandes formations géologiques.

<u>Partie B :</u>

 Approche expérimentale et analytique des distributions des éléments en traces dans les roches et les minéraux des formations géologiques. Banque des données analytiques.

Ce site a été conçu et élaboré grâce aux compétences et contributions amicales et dévouées de Luc Barbier et Hervé Martin du Nimbe/Iramis/CEA

Partie A

Introduction – Présentation du contenu du site.

Un programme de recherches, consacré à l'étude des lois de distributions des éléments en traces dans les grandes formations géologiques, a été développé pendant un demi-siècle par le Laboratoire de Géochimie comparée et systématique de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) et le groupe des Sciences de la Terre du Laboratoire Pierre Süe (CEA-CNRS) au Centre d'Études de Saclay. L'établissement des lois procède d'une géochimie comparée de systèmes géologiques remarquables par leur localisation spatio-temporelle dans les grands contextes géotectoniques, éclairée par les gradients des propriétés chimiques spécifiques des grandes familles d'éléments du tableau de la classification périodique de Mendeleïev.

Ce programme a accompagné la grande révolution des Sciences de la Terre intervenue tout au long de la seconde moitié du vingtième siècle. Il doit son efficacité et son utilité aux échelles nationale et internationale à l'outil analytique que nous avons mis au point et développé, dès la création du Laboratoire Pierre Süe, adaptant les principes et les instruments performants de l'analyse par activation neutronique aux problématiques de la géochimie des éléments contenus en faibles traces (ppm – ppb) dans les roches et les minéraux. Tout au long de nos travaux nous avons constitué un ensemble remarquablement homogène de données publiées mais dispersées dans différentes revues scientifiques compétentes nationales et internationales. Cet ensemble unique, acquis par la même équipe à l'aide de la même technique hautement performante depuis le début de nos travaux, mérite d'être mis à la disposition des spécialistes et du grand public désireux de pouvoir ainsi situer leurs propres spéculations et quêtes d'informations, à une époque où s'affirment et se popularisent les interrogations sur l'avenir et la bonne gestion de la planète Terre.

Publications et évaluations effectuées tout au long de nos recherches attestent de la qualité de nos travaux et tout particulièrement de nos résultats analytiques. Toutefois les publications laissent peu de place à une présentation exhaustive des données dont l'ensemble a été complété largement au-delà des présentations officielles.

Notre ambition est de regrouper et de commenter ces données sous une forme aisément accessible à tous. Données et commentaires sont donc strictement personnels, dégagés de toutes les contraintes d'une bibliographie qui ne saurait être complète et exhaustive. Nous laissons ce soin aux lecteurs désireux de situer les informations que nous lui communiquons dans le cadre de sa propre réflexion et des

débats scientifiques. Signalons que, pour le plus grand nombre, nos références externes sont issues de l'ouvrage de Taylor et Mc Lennan : The Continental Crust : The Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications 1985.

Dans le but de faciliter la lecture et la réflexion des lecteurs les moins initiés, nous accompagnons la banque de données du manuel "Introduction à la Géochimie" dont nous avons supervisé la rédaction avec le soutien du CEA et de l'Université Pierre et Marie Curie il y a une vingtaine d'années. Afin de confronter notre approche originale à l'état actuel des connaissances en géochimie à l'échelle internationale, nous conseillons au lecteur de se référer à l'ouvrage rédigé en français par A. Jambon et A. Thomas, excellente synthèse très pédagogique : Géochimie, Géodynamique et Cycles. Dunod 2009, ainsi qu'aux très nombreux ouvrages de C.J. Allègre.

Nous souhaitons ainsi, à l'intention d'un large public, synthétiser nos travaux de recherche intégrant les résultats d'analyse systématique d'une trentaine d'éléments en traces dans environ 10.000 échantillons de roche. Les éléments analysés sont représentatifs des principales familles du tableau de la classification périodique, base fondamentale de notre stratégie de géochimie comparée. Pour ces éléments, les échantillons de roche totale constituent les enregistreurs de leurs distributions et fractionnements tout au long de l'histoire géologique que nous pouvons décrypter à l'aide d'un échantillonnage très significatif des principaux domaines lithologiques et géotectoniques de notre planète, contribuant ainsi à la reconstitution de la Géodynamique chimique.

Dans le cadre des grands programmes de recherche nationaux et internationaux, nous avons bénéficié des appuis et des contributions de nombreux collègues et amis auxquels nous dédions cette entreprise en témoignage de notre reconnaissance et notre sincère amitié. Sans pouvoir ici les citer tous, nous devons tout particulièrement à C. J. Allègre, J. Faucherre et P. Albert le bénéfice déterminant de la communication de leur passion pour la recherche, de leur enthousiasme et de leur volonté sans faille. Nous avons partagé avec J.C. Macquard au moment de nos premiers contacts avec la métallogénie, puis avec J. Varet et F. Barberi lorsque la volcanologie venait s'associer à l'essor de la tectonique des plaques, enfin avec J.G. Schilling et H. Bougault pour l'étude systématique de la lithosphère océanique, une aventure scientifique continue et passionnante associée à une complète révolution des Sciences de la terre. Tout au long de ce parcours, nombreux sont ceux auxquels nous devons des soutiens et concours déterminants.

Nous n'oublions pas P. Routhier, R. Dars, P. Lévèque, R. Brousse, G. Aubert, P. Massard, M. Steinberg, V. Ziegler, J. Dardel, G Revel, J. Trichet, J.C. Touray, I. Iiyama, N. Shimizu, M. Semet, J.P. Duraud, J. Lameyre, N. Deschamps H. Jaffrezic, R. Clocchiatti, F. Innocenti, R. Hagemann et G. Marinelli initiateur avec H. Tazieff d'une

exceptionnelle coopération, sans cesse renouvelée, avec nos collègues de l'Université de Pise.

Nous ne pouvons pas ici rappeler toutes les contributions des plus jeunes et parmi eux nos élèves, ainsi que celles de nos collègues qui nous ont permis d'accéder au "terrain", à leur échantillonnage et aux précieuses informations qu'ils ont par ailleurs publiées. Nous adressons, toutefois, un remerciement particulier à Louis Raimbault qui s'est fortement impliqué dans les perfectionnements de la technique et de notre méthode d'analyse géochimique.

Enfin, nous rendons hommage à nos différents organismes de tutelle, Université Pierre et Marie Curie, Institut de Physique du Globe, CNRS-INSU, CEA Centre d'Études de Saclay, qui nous ont toujours accordé confiance et soutien. Un chercheur ne peut oublier le rôle fondamental et déterminant que jouent ces organismes dans le développement de la recherche fondamentale en France, concrétisant ainsi la solidarité et les efforts que consentent nos concitoyens pour pouvoir en assurer le succès.

C'est C.J. Allègre qui détermina notre engagement dans la recherche et nous fit partager sa passion pour la Géochimie. Ses interrogations ininterrompues, sa hauteur de vue, ses anticipations fulgurantes, ses exigences, nous ont sans cesse permis de maintenir le cap et d'éclairer la route.

La prise de connaissance de la publication de Masuda-Coryelle-Winchester joua un rôle décisif. J. Winchester eut l'amabilité de nous accueillir dans son laboratoire à Ann Arbor ; puis avec J.G. Schilling au Naraganset Marine laboratory de l'Université de Rhode Island. C'est ainsi que nous pûmes effectuer nos premières analyses par activation neutronique communiquées à l'American Geophysical Union International Meeting à Washington en avril 1968 sur la distribution des lanthanides dans les sédiments déposés dans les fosses de la dorsale de la Mer Rouge.

Pour nos collègues ce rappel n'a pas grand intérêt, mais pour le lecteur curieux il est utile de connaître les motivations d'une orientation de recherche. A ces motivations notre apport essentiel a été de mettre en évidence le rôle fondamental des "hygromagmas", des "hydrocarbonato-magmas" et des "hydrosolutions" dans la migration et le fractionnement des éléments en traces tout au long des processus pétrogénétiques. C'est l'analyse multi-élémentaire simultanée et purement instrumentale par activation neutronique et spectrométrie γ des échantillons de "roche totale" qui a permis le développement efficace d'une géochimie comparée et l'émergence des concepts d'éléments "hygromagmaphiles" et "hydrosoluphiles" qui, ajoutés à celui d'éléments "lithophiles", permettent de rendre compte des mécanismes de fractionnement des éléments. Notre reconstitution de la Géodynamique chimique, fondée sur l'ensemble des données que nous fournissons, suivra donc cette chronologie allant de l'accrétion des planétésimaux lors de la formation du système solaire jusqu'aux transformations actuelles de la croûte continentale.

En évitant des spéculations trop théoriques afin de ne pas s'égarer trop au-delà de l'observation attentive des données, nous présenterons par chapitres successifs les résultats de nos investigations dans les principaux contextes géotectoniques de la planète : lithosphère océanique, magmatisme aux frontières des plaques divergentes, magmatisme intraplaque océanique, magmatisme aux frontières des plaques convergentes, lithosphère continentale, magmatisme intraplaque continentale, métamorphisme et altération de la croûte continentale. De cette présentation émergera le concept "d'héritage" des éléments "hygromagmaphiles" et "lithophiles" qui permet le balisage de cette géodynamique.

Un premier chapitre est consacré à la présentation de notre outil géochimique et à une description des caractéristiques géochimiques des grandes formations géologiques à l'aide de nos résultats d'analyse de ces formations.

Partie A – Table des matières

Table des matières

Introduction – Présentation du contenu du site1
Cycles géochimiques : une histoire naturelle illustrée des éléments chimiques9
Chapitre I Géochimie comparée et systématique des éléments en traces dans les grandes formations géologiques : exposé de la méthode d'analyse et d'interprétation des données
I-1 Analyse multi-élémentaire purement instrumentale par activation neutronique et spectrométrie y: Performances analytiques et "pouvoir de résolution géochimique"I-1
Chapitre II Considérations théoriques et rappel des principes de notre méthode de géochimie comparée II-12
II-1 Notre outil d'observation : L'analyse par activation neutronique et spectrométrie γ purement instrumentaleII-12
II-2 Les objets géologiques de référenceII-12
II-3 Les éléments chimiques de référence : normalisation
II-4 Rappel de notre méthode d'exploitation des propriétés des éléments réfractaires, hygromagmaphiles et lithophiles par usage de diagrammes de corrélationsII-18
II-5 Rappel des fondements théoriques et des résultats essentiels obtenus II-21
II-6 Étude du processus global de différenciation magmatique à l'aide de séries de roches bien identifiées, issues si possible de domaines mantelliques sources homogènesII-23
II-6.a - Étude géochimique comparée et systématique des laves de la Réunion
II-7 Extension de la méthode et étude statistique exhaustive des variations des rapports d'éléments hygromagmaphiles dans des populations de laves classées en fonction des caractéristiques des grands domaines géotectoniques de mise en place et largement échantillonnés à l'échelle de la planète
Chapitre III Proposition d'une méthode d'interprétation complémentaire par utilisation de diagrammes exploitant simultanément les propriétés des éléments hygromagmaphiles et de transition 3d
III-1 Bases théoriques de traitement des données analytiques

V-1. - Méthode et protocole d'interprétation des résultats d'analyse sur roches totale des séries de roches basaltiques.....V-92 V-1.a - Le fer, élément de référence.....V-92

VI-1	Identification	des	éléments	lithophiles	et	hydrophiles :	illustration	par
ľét	ude du site MD92-	1002	de l'océan	Indien	••••		V	1-96
VI-	1.a - Identification des o	élémer	nts lithophiles	et hydrophiles.				VI-98

103

VI-1.d - Conséquences géodynamiques et paléogéographiques: diagrammeSr/Hf versusTa/Hf.......VI-104

Chapitre VII 7 Erosion continentale et géochimie des sédiments marin empreintes des paléo-environnements. Hypothèses et ébauche simplificateur	ıs : héritage et d'un modèle VII-105
VII-1 Exposé de la méthode	VII-111
VII-1.a - I : Principes	VII-111
VII-2 Établissement du modèle	VII-113
VII-2.a - Prise en compte de la composition et des hétérogénéités du domaine source d	les apports
élémentaires dans le bassin	VII-113
VII-2.b - Prise en compte de l'altération continentale du domaine source	VII-114
VII-2.c - Prise en compte de la sédimentation	VII-115
VII-3 Vérification du modèle.	VII-117
VII-3.a - Identification des éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles	VII-117
VII-3.b - Analyse du comportement des autres éléments	VII-121

VII-4. - Identification des propriétés du contexte géotectonique et paléogéographique des bassins sédimentaires.
VII-4.a - Identification des caractéristiques géochimiques des domaines sources des sédiments.
VII-4.b - Situation des caractéristiques géochimiques des sources des apports détritiques dans le contexte géotectonique du bassin.

VIII-1. - Géochimie comparée des formations sédimentaires superficielles des bassins alluviaux amont de Fukushima. Identification des roches mères sources du VIII-1.a - I : MéthodeVIII-130 VIII-1.b - Exemple du diagramme log(Co/Hf) versus log(Ta/Hf):VIII-138 VIII-2. - Détermination de la composition géochimique des pôles et des domaines sources des roches sédimentaires de chaque bassin.VIII-140 VIII-2.a - Cas du bassin d'Udaka......VIII-140 VIII-2.b - Cas du bassin de NittaVIII-150 VIII-2.c - Composition lithologique des échantillons de sédiments et de sols de Nitta......VIII-152 VIII-2.d - Cas du bassin de Mano......VIII-168 VIII-2.e - Cas du bassin d'OtaVIII-190 Chapitre IX. - Utilisation des éléments lithophiles et réfractaires pour l'identification des objets archéologiques. IX-201 IX-1. - Identification des activités et apports anthropiques du passé. Exemple de la métallogénie et de la métallurgie du fer : le cas du Pays de Bray normand. IX-201 IX-2. - Les réseaux de circulation de l'obsidienne dans le Mexique occidental préhispanique.....IX-204 IX-3. - Caractérisation géochimique des poteries sigillées tunisiennes d'époque IX-4. - Conclusions.....IX-206 Chapitre X. - Distributions des éléments dans les fluides abordées par l'utilisation des minéraux enregistreurs. Exemple des phosphates de Tunisie......X-211 X-1. - ResultsX-212 Chapitre XI. - Histoire géochimique d'un élément hygrophile d'intérêt économique :

l'Uranium. Utilisation de ses propriétés hygromagmaphiles et hydrophiles XI-216

Cycles géochimiques : une histoire naturelle illustrée des éléments chimiques

Avant d'aborder "l'histoire naturelle des éléments chimiques", au travers de la composition chimique de la planète Terre et des autres constituants du système solaire, nous renverrons le lecteur au chapitre 1 du livre "<u>Introduction à la Géochimie et ses applications</u>" où sont rappelés quelques éléments aptes à faciliter la compréhension des concepts essentiels qui fondent la **Géochimie**, en particulier le *concept d'élément chimique*. Le tableau de la classification périodique de Mendéléev qui fournit la liste et le classement des différents éléments chimiques en est le repère fondamental.

Chapitre I. - Géochimie comparée et systématique des éléments en traces dans les grandes formations géologiques : exposé de la méthode d'analyse et d'interprétation des données.

Nos résultats permettent d'illustrer la zonation géochimique de la Terre que les chapitres suivants s'efforceront de décrire et d'expliquer. Ce bilan a également le mérite de souligner les performances et l'intérêt de notre outil analytique associé à notre méthode de géochimie comparée utilisant la "roche totale" comme enregistreur de "l'histoire complète" des éléments non masqué par une phase particulière de la lithification.

Nous commencerons donc ce chapitre par une brève présentation de l'analyse par activation neutronique et spectrométrie y, afin de démontrer que son "pouvoir d'identification et de résolution" la qualifie pour obtenir une description précise de cette zonation géochimique.

I-1. - Analyse multi-élémentaire purement instrumentale par activation neutronique et spectrométrie γ : Performances analytiques et "pouvoir de résolution géochimique".

La méthode consiste à transformer un isotope stable contenu dans l'échantillon de roche étudié en un isotope radioactif par réaction de capture d'un neutron émis au cœur d'un réacteur nucléaire tel que les réacteurs Osiris et Orphée du site de Saclay. L'isotope radioactif se désintègre et émet un rayonnement γ caractérisé par les énergies de ses raies et sa période de demi-vie. Les raies caractéristiques ont une intensité proportionnelle à la concentration de l'élément dans l'échantillon. La spectrométrie γ purement instrumentale à l'aide d'un détecteur solide permet d'analyser qualitativement et quantitativement ce rayonnement, et donc d'en déduire la concentration de l'élément dans l'échantillon.

La mise au point, le mode opératoire et les performances de la technique ont fait l'objet de plusieurs publications. Nous rappelons ici celles qui en soulignent les spécificités essentielles et précisent son adaptation à l'analyse des roches et minéraux à l'aide du réacteur OSIRIS du centre de Saclay (Chayla et al 1973, Joron 1974, Joron et al 1997, Raimbault et al 1997).

Des différents tests et vérifications que nous avons effectués, des confrontations réitérées de nos résultats avec ceux obtenus sur les mêmes échantillons par plusieurs laboratoires à l'échelle internationale, il peut être certifié que les incertitudes sur nos

données sont en moyenne comprises entre 2 et 5% et <u>qu'elles se situent au niveau de</u> <u>1%</u> pour de nombreux éléments tels que : Rb, Cs, Th, Ta, Hf, lanthanides, Sc , Co...

Nous complétons ici la présentation de la technique par trois exemples qui permettent de comprendre les effets respectifs de l'analyse et de l'échantillonnage sur les incertitudes des résultats. Nous effectuons les calculs des moyennes, des écarts-types et des variabilités, des différents éléments que nous avons analysés dans les grandes formations géologiques situées dans les principaux contextes géotectoniques de la planète.

- a) Le premier exemple est celui de l'analyse réitérée d'une roche parfaitement homogène, dépourvue de gros cristaux (dite aphyrique) telle un verre volcanique, ou d'une roche microcristalline (comportant essentiellement une pâte amorphe homogène et des microcristaux très friables et bien répartis dans la pâte. Tel est le cas de la roche BEN, qui, pour les raisons évoquées cidessus, a été choisie comme "moniteur" du protocole d'analyse après certification par des laboratoires de référence à l'échelle internationale. Des aliquotes de BEN sont systématiquement incorporées dans nos navettes d'irradiation et, comme pour les échantillons de roche à analyser, les concentrations des éléments sont déterminées systématiquement à l'aide des aliquotes de la roche GSN choisie comme étalon à cause de sa texture homogène et de sa composition équilibrée en éléments en traces. La roche GSN est un granite microcristallin dépourvu de cristaux résistant au broyage et à l'homogénéisation des poudres. BEN est une roche basaltique aphyrique parfaitement homogénéisable par broyage. GSN et BEN ont été choisis et préparés par le CRPG de Nancy et proposés comme standards internationaux. Elle nous a permis de déterminer et de contrôler dans le temps, nos incertitudes analytiques.
- b) Le tableau I.1 fournit les résultats d'analyses réitérées de BEN lors de 400 analyses d'échantillons de roches. Dans ce tableau sont indiquées les moyennes des concentrations mesurées pour chaque élément, ainsi que les écarts-types et la variabilité.

nombre: 400 analyses						
	Moyenne	Écart-type	Variabilité			
Cs	0,695	0,032	0,045			
Rb	46,74	3,373	0,072			
Ва	1025	22,624	0,022			
Sr	1390	27,061	0,019			

Reproductibilité pour BEN

	1		
U	2,477	0,087	0,035
Th	10,59	0,178	0,017
Та	6,735	0,113	0,017
Hf	5,802	0,160	0,028
Zr	274	18,471	0,067
Br	0,507	0,219	0,432
Na (%)	2,597	0,086	0,033
La	80,99	1,600	0,020
Ce	152,25	4,408	0,029
Nd	63,94	4,452	0,070
Sm	11,88	0,391	0,033
Eu	3,758	0,114	0,030
Tb	1,147	0,019	0,017
Yb	1,936	0,069	0,036
Sc	25,25	0,362	0,014
Со	60,66	1,122	0,019
Ni	279	4,981	0,018
Fe(%)	9,022	0,100	0,011
Zn	125	5,173	0,041
Sb	0,251	0,038	0,152
As	1,566	0,362	0,231
Au (ppb)	1,282	0,470	0,366
Ag (ppb)	98	24,505	0,250
Мо	3,374	0,504	0,149
W	24,0	10,282	0,429

c) Compte tenu des qualités de GSN et BEN énoncées ci-dessus, nous confirmons que les incertitudes de nos mesures demeurent comprises entre 1 et 5% à l'exception des éléments suivants : Zr, Nd, W, Zn, dont les variabilités cumulent celles liées au protocole analytique et celles résultant de leurs distributions plus hétérogènes dans ces roches étalon comme le tungstène provenant principalement d'une contamination lors du broyage. A ceux-là s'ajoutent Br, As, Ag, Au, Mo dont les concentrations sont très faibles dans GSN et BEN. Pour ces derniers éléments nous utilisons en plus comme étalons, d'une part GXR4 (géostandard USGS) pour Au et d'autre part LPS2 élaboré par L. Raimbault pour Br, As, Mo, Ag.

d) Le deuxième exemple fournit les résultats d'analyses répétées d'un même échantillon de roche préparé par concassage, quartage et broyage fin au mortier d'agate. Cet échantillon représente les sédiments alluvionnaires déposés par la Loire. Ils ont été prélevés dans le lit majeur du bassin du Forez (Massif Central). Le tableau I : 2 (données Forez) contient les résultats de 10 analyses ainsi que les écarts-type et variabilités des éléments analysés.

échantillo	n Forez	(Massif (Central)							
n° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ii ullulyse		-								
Cs	5,48	5,57	5,57	5,56	5,61	5,67	5.6	5,7	5,66	5,74
Rb	159	160	160	160,5	160,4	161,2	160,5	163,2	163,4	165,9
Ba	907	910	909	908	914	915	915	929	924	936
Sr	270	272	271	267	269	273	273	278	274	280
U	4,42	4,77	4,5	4,46	4,48	4,53	4,61	4,64	4,59	4,59
Th	11,51	12,35	10,96	11,71	11,74	11,33	12,19	11,58	11,66	11,27
Ta	1,485	1,482	1,508	1,516	1,512	1,514	1,499	1,506	1,512	1,567
Hf	4,31	3,93	4,45	3,91	4,25	3,71	4,19	4,09	4,14	4,23
Zr	174	162	176	153	159	151	164	173	167	166
Br	2,37	2,57	2,56	2,57	2,51	2,54	2,64	2,54	2,61	2,76
Na(%)	1,8	1,84	1,82	1,81	1,84	1,83	1,84	1,85	1,9	1,88
La	31,72	33,68	30,3	31,34	32,55	30,49	32,05	32,17	31,39	30,65
Ce	66	70	63,9	67,1	68,4	64,2	66,7	67,8	65,9	65
Nd	25,8	29	25,9	24,3	23,8	24,5	25,8	26,4	24,2	23,6
Sm	5,19	5,49	5,11	5,22	5,24	5,11	5,29	5,27	5,15	5,13
Eu	1,26	1,29	1,26	1,22	1,22	1,25	1,19	1,3	1,33	1,33
Tb	0,55	0,597	0,555	0,557	0,565	0,561	0,564	0,587	0,566	0,564
Yb	1,59	1,73	1,64	1,54	1,65	1,69	1,62	1,78	1,7	1,65
Sc	6,43	6,47	6,52	6,54	6,48	6,54	6,5	6,63	6,62	6,71
Со	9,1	9,1	9,2	9,2	9,2	9,3	9,2	9,4	9,3	9,3
Ni	34	34,5	35,5	35,2	35,3	35	34,5	35,3	35,8	35,2
Cr	51	50	50	48	49	49	49	48	50	51
Fe(%)	2,13	2,13	2,14	2,15	2,13	2,14	2,12	2,17	2,17	2,19
Zn	46	41	39	41	41	38	40	40	39	42
Sb	0,53	0,55	0,54	0,52	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,56
As	8,11	8,21	8,19	8,37	8,11	8,2	8,43	8,27	8,74	8,67
Au (ppb)	0,7	0,54	0,81	0,6	0,91	0,85	1,14	0,77	1	0,89
Ag (ppb)	103	65	61	68	50	46	90	49	65	67
Мо	1,01	1,05	1,04	1,03	0,97	0,92	0,96	0,9	1,12	0,97
W	1,06	1,11	1,16	1,04	1,1	1,22	1,21	1,1	1,21	1,28

	moyenne	écart type	variabilité
Cs	5,62	0,077	0,014
Rb	161	2,104	0,013
Ba	917	9,799	0,011
Sr	273	3,945	0,014
U	4,56	0,103	0,023
Th	11,63	0,413	0,036
Та	1,51	0,023	0,015
Hf	4,12	0,218	0,053
Zr	165	8,528	0,052
Br	2,57	0,099	0,039
Na(%)	1,84	0,030	0,016
La	31,63	1,038	0,033
Ce	66,5	1,911	0,029
Nd	25,3	1,624	0,064
Sm	5,22	0,115	0,022
Eu	1,27	0,047	0,037
Tb	0,567	0,014	0,026
Yb	1,66	0,069	0,042
Sc	6,54	0,086	0,013
Со	9,23	0,095	0,010
Ni	35,0	0,542	0,015
Cr	49,5	1,080	0,022
Fe(%)	2,147	0,023	0,011
Zn	41	2,214	0,054
Sb	0,55	0,016	0,029
As	8,3	0,223	0,027
Au (ppb)	0,8	0,180	0,220
Ag (ppb)	66	18,014	0,271
Мо	1,00	0,066	0,066
W	1,15	0,079	0,069

échantillon "moyen" Massif Central (bassin du Forez) nombre d'analyses: 10

Comme dans l'exemple précédent nous relevons des variabilités comprises entre 1 et 5%. Elles sont généralement plus faibles et de bien meilleure qualité pour As, Sb ; ce qui peut être attribué à des concentrations plus élevées. Nous constatons que les éléments de propriétés chimiques très voisines ont des variabilités identiques alors que leurs sections efficaces de capture de neutrons ou les énergies de leurs rayonnements γ utilisés pour la spectrométrie sont différentes. Citons par exemple les variabilités de Cs (0,014) et Rb (0,013), de Hf (0,053) et Zr (0,052), de As (0,027) et Sb (0,029), de Mo (0,066) et W (0,069), ou encore des éléments Sc, Co, Ni, Fe dont les variabilités s'étalent entre 0,011 et 0,015 seulement. Nous pouvons en déduire que

les variabilités analytiques intègrent celles dues à une faible hétérogénéité minéralogique de l'échantillon préparé comme indiqué plus haut.

Ce niveau d'incertitude est encore amélioré lorsque l'on considère les rapports d'éléments. Nous observons que le protocole analytique multi-élémentaire et purement instrumental permet de ne pas cumuler, voire de diminuer, les variabilités des rapports d'éléments par rapport à celles de leurs concentrations (tableau I : 3). Ainsi pour l'échantillon du bassin du Forez la variabilité du rapport Rb/Cs est de 0,006 seulement. Il en est de même pour Sr/Ba, Co/Fe, Sc/Fe, etc. .

Bassin du Forez: rapports d'éléments						
	moyenne	écart type	variabilité			
Cs/Rb	0,035	0,00021	0,006			
Zr/Hf	39,94	1,352	0,034			
Th/Ta	7,70	0,347	0,045			
Ta/Hf	0,367	0,020	0,055			
Th/Hf	2,83	0,204	0,072			
Ta/La	0,048	0,002	0,043			
La/Tb	55,83	1,300	0,023			
Tb/Yb	0,342	0,009	0,028			
Th/U	2,55	0,076	0,030			
Sr/Ba	0,30	0,002	0,006			
Co/Fe	4,30	0,033	0,008			
Sc/Fe	3,05	0,014	0,005			
Mo/W	0,87	0,085	0,098			
Ag/Au	84,8	31,36	0,370			

Cela tient à la procédure analytique simultanée et multi-élémentaire qui place tous les éléments analysés dans les mêmes conditions de flux d'irradiation et de spectrométrie. De plus les échantillons à analyser et les étalons de référence sont placés en sandwich alternant échantillon-étalon dans la même navette soumise à l'irradiation. Par ailleurs les étalons, échantillons d'une roche très homogène, analysés et certifiés par différents laboratoires, permettent de corriger les variations instrumentales susceptibles de fluctuer sensiblement d'un protocole d'analyse à l'autre. De l'ensemble des 400 échantillons de BEN, nous avons extrait un sous-ensemble de 100 échantillons analysés dans la période la plus récente (2006 – 2012).

Nous constatons que les variabilités déterminées dans ce sous-ensemble, qui prend en compte les derniers perfectionnements mineurs de la technique, sont sensiblement les mêmes que celles déterminées dans l'ensemble complet. <u>Cela</u> <u>confirme la robustesse et la fiabilité de la technique tout au long de son exploitation.</u> Aux exemples précédents nous joindrons celui d'un autre "étalon interne", le granite ACE, qui se distingue par ses très faibles concentrations en éléments de transition, ainsi qu'en strontium.

	standart BEN		
	100 analyses	(période 2006	- 2014)
	-		•
	moyenne	écart type	variabilité
Cs	0,72	0,018	0,025
Rb	47,6	4,635	0,097
Ba	1046	18,687	0,018
Sr	1398	14,633	0,010
U	2,58	0,067	0,026
Th	10,72	0,182	0,017
Та	6,75	0,110	0,016
Hf	5,95	0,100	0,017
Zr	284	12,621	0,044
Br	0,48	0,176	0,365
Na (%)	2,64	0,036	0,014
La	82,16	1,824	0,022
Се	156,4	2,783	0,018
Nd	64,6	2,999	0,046
Sm	12,34	0,252	0,020
Eu	3,79	0,109	0,029
Tb	1,166	0,013	0,011
Yb	1,90	0,048	0,026
Sc	25,4	0,308	0,012
Со	60,0	1,280	0,021
Ni	276	5,886	0,021
Fe (%)	8,95	0,126	0,014
Zn	125	4,321	0,035
Sb	0,20	0,014	0,071
As	1,74	0,203	0,117
Au (ppb)	1,23	0,551	0,450
Ag (ppb)	98	24,505	0,250
Мо	3,51	0,254	0,072
W	1,77	0,792	0,447

	Granite ACE (200 analyses)					
	moyenne	écart type	variabilité			
Cs	2,74	0,051	0,019			
Rb	145,0	2,694	0,019			
Ba	55,4	5,072	0,092			
Sr	16,0	11,818	0,739			
U	4,41	0,114	0,026			
Th	17,94	0,426	0,024			
Та	7,58	0,131	0,017			
Hf	28,10	0,562	0,020			
Zr	827	32,532	0,039			
Br	0,74	0,263	0,354			
Na(%)	5,02	0,401	0,080			
La	57,49	1,253	0,022			
Се	155,7	5,507	0,035			
Nd	85	8,277	0,097			
Sm	24,01	0,694	0,029			
Eu	2,0802	0,094	0,045			
Tb	4,31	0,078	0,018			
Yb	17,01	0,672	0,039			
Sc	0,25	0,026	0,106			
Со	0,28	0,169	0,598			
Ni	1,8	0,819	0,455			
Cr	7,4	5,337	0,717			
Fe(%)	1,693	0,027	0,016			
Zn	205	11,886	0,058			
Sb	0,43	0,042	0,097			
As	2,18	0,500	0,229			
Au (ppb)	1,2	0,384	0,329			
Ag (ppb)	< 50					
Мо	2,58	0,539	0,209			
w	1,05	0,359	0,342			

Nous constatons la forte dégradation des variabilités analytiques pour ces derniers éléments, ce qui fixe la limite de sensibilité de notre technique pour ces éléments.

La variabilité analytique est donc fortement dépendante des compositions chimiques et minéralogiques des échantillons. En toute rigueur cette variabilité analytique devrait être déterminée par une répétition suffisante de l'analyse de l'échantillon considéré. Ceci n'est pas techniquement compatible avec la nécessité de multiplier les analyses sur un grand nombre d'échantillons de roches représentatives de chaque formation géologique étudiée. Aussi nous avons tenté de surmonter cette difficulté en associant à chaque série d'analyse un échantillon dit "moniteur" des roches étalons BEN (basalte) et ACE (granite) aux compositions contrastées et assez proches de celles des roches étudiées.

Sur la base des répétitions d'analyses de BEN et ACE, nous déterminons ainsi les variabilités analytiques moyennes de notre technique analytique.

Le troisième exemple concerne un échantillonnage effectué par nos soins de la croûte continentale du Massif Central auquel nous avons adjoint des échantillons prélevés dans la croûte d'Afrique du Nord. Ces échantillons représentent différents ensembles lithologiques de ce socle que nous désignons par "**Gondwana**". Il s'agit de schistes, de micaschistes; de flysch, de gneiss, de sédiments permo-triasiques péri-Massif Central et d'alluvions de la Loire.

Comme pour les exemples précédents, nous avons calculé les moyennes, écarts-type et variabilités des éléments :

"Gondwan	a''		
	moyenne	écart type	variabilité
-			
Cs	15,08	17,83	1,18
Rb	119,60	76,85	0,64
Ba	548,38	347,54	0,63
Sr	119,21	68,17	0,57
U	2,86	1,13	0,39
Th	12,37	3,89	0,31
Та	1,17	0,28	0,24
Hf	6,59	2,30	0,35
Zr	242,25	85,63	0,35
Br	0,64	0,31	0,48
Na (%)	2,23	1,63	0,73
La	33,85	11,67	0,34
Ce	72,49	24,10	0,33
Nd	27,81	9,39	0,34
Sm	6,26	1,60	0,26
Eu	1,32	0,34	0,26
Tb	0.73	0.17	0.23
Yb	2.53	0.46	0.18
Sc	9.40	3,98	0.42
Со	7.66	6.40	0.83
Ni	20.38	12.12	0.59
Cr	36.50	26.91	0.74
Fe (%)	2.32	1.65	0.71
Zn	64.38	56.71	0.88
Sb	1,60	2.00	1,25
As	27.77	39.27	1.41
Au(ppb)	1.62	1,21	0.74
	69.17	49.21	0.71
Mo	0.52	0.24	0.47
W	2 90	1 44	0.50
~~	2,90	1,44	0,00

Il apparaît clairement que les variabilités sont au moins d'un ordre de grandeur supérieur à celles des exemples précédents. Se distinguent ainsi les "variabilités géochimiques" des "variabilités analytiques". Ces variabilités géochimiques ne sont donc perceptibles et appréciables quantitativement que si les incertitudes analytiques sont significativement plus faibles. Nous définirons donc pour chaque ensemble de roches étudié et pour chaque grandeur mesurée, un <u>pouvoir de</u> <u>résolution géochimique</u> défini par le rapport entre la variabilité analytique de la

grandeur (concentration, rapport de concentration...) et la variabilité géochimique de cette grandeur dans l'ensemble étudié.

Ce pouvoir de résolution géochimique a pour but de qualifier l'information géochimique extraite par analyse. Il se définit ainsi :

Pouvoir de résolution géochimique = PRG.

Soit V_P^e ou V_P^g la variance d'un élément e ou d'une grandeur g dans une population P d'échantillons considérée,

Soit V_A^e ou V_A^g la variance analytique de l'élément e ou d'une grandeur g, dans les conditions d'analyse de la population P,

nous définissons le <u>Pouvoir de Résolution Géochimique</u> de e dans P (ou de g dans P) par l'expression :

 $(PRG)_{P}^{e} = (V_{P}^{e} - V_{A}^{e}) / V_{A}^{e} ou (PRG)_{P}^{g} = (V_{P}^{g} - V_{A}^{g}) / V_{A}^{g}$

Si $V_P^g = V_A^g$, (PRG) $_P^g = 0$: il est impossible de qualifier géochimiquement par g la population étudiée.

Si $V_{p}^{g} = 2V_{A}^{g}$, (PRG) $_{p}^{g} = 1$ il est possible de qualifier géochimiquement par g la population étudiée sans pouvoir distinguer des sous-ensembles.

Si $V_P^g = 10V_A^g$, (PRG) $_P^g = 9$ il est possible de distinguer éventuellement 9 sousensembles des distributions de g dans P.

Si $V_P^g = 100V_A^g$, il est possible de distinguer 99 sous-ensembles des distributions de g dans P.

Chapitre II. - Considérations théoriques et rappel des principes de notre méthode de géochimie comparée.

II-1. - Notre outil d'observation : L'analyse par activation neutronique et spectrométrie γ purement instrumentale.

"L'aperception" des propriétés d'un objet s'effectue par comparaison. On procède par confrontation de cet objet à un objet de référence et à des objets de référence dont les propriétés sont graduées. C'est ainsi que l'on doit disposer d'unités de longueur, de temps, de fréquences, etc...

En géochimie on s'efforce d'identifier des formations, des séquences sédimentaires, des éléments remarquables, qui servent de références pour situer les propriétés, les évolutions dans l'espace et le temps, des formations géologiques et des roches qui les constituent.

Dans cette optique nous avons choisi de développer une technique permettant d'analyser simultanément, dans des conditions opératoires identiques, le plus grand nombre d'éléments possibles dans un grand nombre d'échantillons. Cela s'est traduit par le développement de l'analyse par activation dont nous avons rappelé ci-dessus les caractéristiques.

II-2. - Les objets géologiques de référence.

Le choix de ces objets consacre de longs et complexes travaux de la communauté scientifique internationale depuis l'essor des sciences de la Terre. C'est ainsi que se sont affirmées la stratigraphie, la paléogéographie, la paléontologie qui fournira, associée plus tardivement à la génétique, les fondements de la théorie de l'évolution. Exploitant les propriétés de la radioactivité, la géochronologie viendra situer quantitativement les évolutions géodynamiques.

Dans le but de repérer dans le temps les variations des propriétés chimiques de notre planète, il est essentiel de trouver là aussi des référentiels incontestables. La géochimie s'est alors heurtée aux limites de ses capacités d'observation directes, limitées à la croûte terrestre, très fine pellicule superficielle. Heureusement les progrès technologiques du 20^{ème}siècle permirent de sonder la planète, à la fois de l'intérieur et de l'extérieur. Ainsi ont émergé les deux géophysiques ; externe, décrivant les couches fluides de l'hydrosphère et de l'atmosphère, et interne effectuant des tomographies du noyau, du manteau et plus difficilement (curieusement) de la croûte. La géochimie ne progressait qu'à l'aide de ses outils de laboratoire, il était donc nécessaire de prélever des échantillons de roche pour pouvoir les analyser. Heureusement elle allait disposer, d'une manière déterminante,

de deux phénomènes globaux lui ouvrant aussi les possibilités de sondages internes et externes. Le premier est le magmatisme et son volcanisme associé, ouvrant de multiples "fenêtres d'observation" sur le manteau et son évolution. Le second nous apporte, avec les météorites, des "fenêtres d'observation" sur la globalité de la planète et ses origines ; il sera complété par les fabuleux progrès de la conquête spatiale nous offrant même des échantillons des autres planètes du système solaire.

Enfin, combinant les apports de la physique nucléaire et de l'astrophysique, il devient possible d'élaborer un modèle robuste de formation du système solaire et d'identifier la matière constitutive de notre protoplanète.

C'est ainsi que, par comparaison à la composition de la couronne solaire dont on peut considérer qu'elle n'évolue pas au cours du temps, au stade actuel et quasi stationnaire depuis la formation de l'étoile, les météorites de type "chondritique" ont été sélectionnées pour représenter la composition globale de la Terre après accrétion des planètisimaux. Plus précisément c'est la chondrite de "lvunas" désigné par Cl ou C1 , qui fut considérée comme la plus représentative d'une protoplanète supposée être homogène après accrétion. <u>Ce choix de la chondrite Cl a été déterminant</u> pour repérer et qualifier les propriétés géochimiques des différentes formations géologiques et décrire la zonation de notre planète et de son évolution depuis sa formation il y a 4.55 GA. Ce furent des physiciens nucléaires, Masuda, Coryell, Winchester, qui les premiers proposèrent une méthode simple d'identification géochimique des roches en se basant sur une double référence, à la fois la chondrite Cl, et les gradients des propriétés d'une famille remarquable d'éléments, à savoir les lanthanides. Nous reviendrons ci-dessous sur cette <u>méthode dite de normalisation</u>.

Puis, grâce aux sondages géophysiques, gravimétrie, sismologie, et aux apports de la métallurgie produisant à grande échelle expérimentale la séparation du fer de sa gangue silicatée à partir du minerai porté à haute température dans les hauts fourneaux, il fut possible d'avoir une bonne approche de la composition du noyau et du comportement des éléments chimiques lors de la ségrégation noyau – manteau qui fut le second et très précoce processus de différenciation de notre planète. Sur la base de ces deux apports fondamentaux, la composition de la protoplanète et celle du noyau, fut proposée <u>la description chimique dite du manteau primitif (MP ou PM en anglais). Cette deuxième référence</u> est nécessaire pour décrire avec plus de sensibilité et de précision la zonation chimique du manteau et de la croûte au cours des temps géologiques.

Nous reviendrons plus loin sur les qualités de ces deux références, CI et MP, car, ici encore de nombreuses lacunes et interrogations subsistent quant aux processus de formation de la protoplanète et quant à la composition fine du noyau. Tout ceci fait l'objet de nombreux travaux très actuels en géochimie. C'est ainsi que des auteurs comme Sun et McDonough précisèrent sensiblement ces résultats en confrontant

différentes analyses de CI et en prenant en compte les compositions des péridotites. Ils en déduisent un modèle représentatif du Manteu Primitif ou Pyrolite dont les valeurs des concentrations se distinguent sensiblement de celles du MP et significativement surtout pour les éléments de transition 3d et chalcophiles. Dans cette compilation des analyses de CI, les résultats obtenus par activation neutronique présentent une plus grande cohérence. Nous les retiendrons donc puisqu'obtenus avec la même technique analytique que la nôtre. Nous reviendrons plus loin, à la lumière de nos propres investigations, sur ces difficultés à identifier une composition globale de la planète et de son manteau après cette différenciation primitive noyau – manteau.

II-3. - Les éléments chimiques de référence : normalisation.

La référence la plus pertinente, comme indiqué plus haut, fut celle des lanthanides qui, au centre du tableau de la classification périodique, constituent un ensemble au gradient de propriétés remarquables. Ceci tient au fait que leurs orbitales 4f se remplissent progressivement en allant du numéro atomique z=57 (lanthane) à z=71 (lutétium). La position interne de ces orbitales dans la structure électronique (éléments de transition interne) a pour conséquence de réduire les effets des champs de ligands par "protection" des orbitales plus externes. Cela se traduit par une diminution régulière des rayons ioniques de leurs cations et une évolution régulière de leurs propriétés chimiques et géochimiques. Ces régularités peuvent être aisément mises en évidence par des diagrammes simples reportant par exemple leurs fractionnements relatifs en fonction de Z.

De tels diagrammes dits de normalisation aux chondrites proposés par Masuda – Coryell – Winchester sont présentés : diagrammes de normalisation à C1 de MP et de quelques basaltes type (figure 1).



Ainsi "l'aperception" des propriétés géochimiques peut être obtenue par une double référence : une référence géologique (ici C1) et une référence chimique, c'est-à-dire le gradient de propriétés structurales, repéré par Z. Cette double référence est simplement illustrée en reportant le rapport des concentrations des éléments de l'échantillon à C1, en fonction du numéro atomique. On obtient ainsi <u>des diagrammes dits de normalisation</u>.

Toutefois, cette famille des lanthanides aux propriétés si remarquables, ne suffit pas pour permettre un repérage simple et précis de tous les éléments du tableau de la classification périodique. C'est ainsi que plusieurs propositions d'extension des diagrammes de Masuda - Coryell - Winchester ont été effectuées, se limitant généralement à l'ensemble des éléments analysés par leurs auteurs. Nous avons retenu les principes de la normalisation proposée par Masuda – Coryell – Winchester en l'élargissant à tous les éléments en traces étudiés grâce à l'identification des propriétés remarguables des éléments que nous avons qualifiés HYGROMAGMAPHILES.

Comme cela sera illustré ultérieurement, nos travaux sur les séries de roches magmatiques, puis sur les formations métamorphisées et altérées, ont permis de démontrer que le comportement géochimique de ces éléments est contrôlé par leurs affinités pour les liquides silicatés des magmas et leur hydrophobie vis-à-vis des solutions aqueuses ordinaires. Ils sont donc très efficacement extraits des sources mantelliques et enrichis dans des proportions identiques dans les magmas lors des

processus magmatiques globaux de différenciation (fusion, cristallisation...). Par contre, ils demeurent fortement liés aux phases minérales solides lors des processus métamorphiques ou de l'altération continentale en l'absence d'agents fortement complexants. Le qualificatif "incompatibles" qui leur a été attribué est donc incorrect et induit de profondes erreurs d'interprétation. Ainsi, ce double caractère hygromagmaphile et lithophile permet, à l'aide de leurs rapports dans les échantillons de "roche totale", de conserver les "mémoires géochimiques" des matériaux sources de ces roches et notamment des sources mantelliques tout au long de leur histoire géologique. De plus, ces éléments lourds sont qualifiés de "réfractaires", car leurs phases minérales qui se forment lors du refroidissement et de l'accrétion des planétésimaux, condensent à haute température contrairement aux éléments légers volatils. Leurs rapports peuvent donc être exploités pour identifier les caractères géochimiques primaires de ces planétésimaux et de notre planète. C'est ainsi que fut établie la similitude des chondrites et de la couronne solaire par normalisation au silicium.

Ces éléments sont principalement représentés par les éléments de transition interne comme les lanthanides, avec toutefois des gradients de leurs caractères hygromagmaphiles, lithophiles et hydrophobes qu'il convient de bien préciser dans les différentes formations géologiques étudiées. Les éléments les plus remarquables à ce titre sont les couples (Zr – Hf), (Nb – Ta), (Th – U), (Tb – Yb) et leurs différents rapports. A ces éléments s'ajoutent, dans certaines conditions, les éléments alcalins et alcalino-terreux (Cs, Rb, Ba, Sr). <u>Ainsi l'élargissement du diagramme de normalisation peut être effectué</u> en situant ces éléments sur la gauche du groupe des lanthanides qui est suivi à droite du groupe des éléments de transition 3d, et à l'extrême droite du groupe des éléments chalcophiles. Intercalés entre lanthanides et autres élément s variable. <u>Ce diagramme de normalisation élargie</u> permet ainsi, grâce à leur analyse simultanée, de qualifier par double référence géologique et géochimique les distributions relatives des principales familles d'éléments du tableau de la classification périodique.



La figure 2 illustre ces diagrammes de normalisation élargie pour les mêmes échantillons MP et basaltes que ceux de la figure précédente.

De même la figure suivante nous montre les diagrammes de normalisation élargie pour MP et les domaines des MORB (basaltes médio-océaniques) et des OIB (basaltes des îles océaniques).



II-4. - Rappel de notre méthode d'exploitation des propriétés des éléments réfractaires, hygromagmaphiles et lithophiles par usage de diagrammes de corrélations.

Nous faisons largement usage de diagrammes binaires (rapport, vs, rapport) qui ont l'avantage de la simplicité de lecture et d'interprétation en complétant d'une manière efficace les diagrammes simples C_1 , vs, C_2 .

Nous fournissons ici deux exemples d'application à deux séries de roches volcaniques de la Province italienne napolitaine, à savoir les Champs phlégréens et le Vésuve.



Diagramme C₁,vs, C₂ pour les Champs phlégréens et Vésuve.



Diagramme C_1/C_3 , vs, C_2/C_3 pour les Champs phlégréens et Vésuve.

Ces deux diagrammes illustrent clairement les enrichissements des éléments hygromagmaphiles dans les liquides magmatiques lors de la différenciation magmatique globale, et démontrent les propriétés géochimiques différentes des sources des liquides primaires de ces séries.

Mais du fait de leurs propriétés, les rapports des éléments hygromagmaphiles peuvent être directement visualisés par des diagrammes triangulaires C_1 , vs, C_2 , vs, C_3 ou C_1/C_4 , vs, C_2/C_4 , vs, C_3/C_4 ou encore C_1/C_2 , vs, C_2/C_3 , vs, C_4/C_5 .

Par construction, ces diagrammes font figurer en effet les rapports des grandeurs reportées. Or, comme nous l'avons exposé ci-dessus, ces rapports permettent d'identifier les domaines sources des échantillons étudiés. Ils sont plus explicites en reportant les concentrations normalisées à C1. Le point représentatif de C1 est au centre du diagramme (C1/C1 =1) et la figure permet de situer les points représentatif des sources de nos échantillons de quelques contextes géotectoniques (MORB, OIB et zones de subduction).





Diagramme triangulaire Th/Ta, Ta/Hf, Tb/Yb pour les moyennes des MORB (atlantique, pacifique, indien et globale), des îles océaniques (atlantique, pacifique, indien et globale) et de quelques zones de subduction.

La lecture de ce diagramme montre que les sources mantelliques des basaltes étudiés sont différentes et distinctes de C1. Le manteau est donc hétérogène chimiquement, résultat de la différenciation intervenue au cours du temps.

Nous devons donc attirer l'attention du lecteur sur le fait que notre interprétation des distributions des éléments dans les roches est fondée sur la vérification et l'exploitation des propriétés "réfractaires", hygromagmaphiles et lithophiles des éléments de référence. De plus, cette exploitation n'a de sens que si les échantillons analysés sont les bons enregistreurs des comportements de ces éléments au cours du temps. Cela ne saurait être à-priori une phase minérale témoin d'une étape particulière de la lithification. Aussi, pour notre analyse, une formation géologique ne peut être représentée que par des échantillons de "roche totale" dont il convient de vérifier l'homogénéité chimique globale.

Le lecteur retrouvera l'exposé des principes et de leur utilisation dans le chapitre II du livre de Géochimie : "Introduction à la Géochimie et ses applications" (faire lien).

II-5. - Rappel des fondements théoriques et des résultats essentiels obtenus.

La démarche consiste en une étude systématique de séries de lave mises en place au niveau des principaux contextes géotectoniques de la planète.

La méthode considère les laves comme de bons échantillons des liquides magmatiques aux différents stades de leur évolution, et donc comme des enregistreurs fidèles des propriétés des sources des magmas et des processus magmatiques.

Le processus global de différenciation magmatique, qui conditionne l'évolution de la composition des liquides au cours de leur formation et de leur transfert à travers la lithosphère, peut être représenté par l'expression :

$$C = \frac{C^{o}}{D^{F} + F(1 - D^{F})} \times f^{\left(D^{f} - 1\right)}$$

Cette expression est le produit d'une interaction solide/liquide en milieu fermé (Batch Partial Melting) et d'une loi de distillation de Rayleigh (cristallisation fractionnée, transferts gazeux, ...).

Elle quantifie les empreintes respectives des caractéristiques géochimiques des sources mantelliques et des fractionnements des éléments contrôlés par leurs coefficients globaux de répartition entre la phase liquide et les autres phases des systèmes.

De plus, si on considère les rapports d'éléments hygromagmaphiles dans des échantillons de laves peu différenciés, le terme de Rayleigh peut être négligé. Il en découle les relations suivantes :

$$\frac{C_2}{C_1} = \left\{ \left[\frac{D_1^F - D_2^F}{D_3^F - D_2^F} \times \frac{C_3^0}{C_1^0} \right] \times f^{\left(D_3^f - D_1^f\right)} \right\} \frac{C_2}{C_3} + \left[\frac{D_3^F - D_1^F}{D_3^F - D_2^F} \times \frac{C_2^0}{C_1^0} \right] \times f^{\left(D_2^f - D_1^f\right)}$$

d'où :

$$\frac{C_2}{C_1} \cong \left[\frac{D_1^F - D_2^F}{D_3^F - D_2^F} \times \frac{C_3^0}{C_1^0}\right] \times \frac{C_2}{C_3} + \left[\frac{D_3^F - D_1^F}{D_3^F - D_2^F}\right] \times \frac{C_2^0}{C_1^0}$$

Aussi, une question fondamentale posée était de savoir si en dépit des fractionnements dus au processus magmatique global, l'identification des caractéristiques géochimiques des sources mantelliques des magmas basaltiques était possible.

Il convient donc de déterminer les amplitudes relatives des fractionnements magmatiques d'une part, et des hétérogénéités géochimiques des domaines mantelliques sources d'autre part. Cela nous imposait deux approches complémentaires :

1 : l'étude du processus global de différenciation magmatique à l'aide de séries de roches bien identifiées, issues si possible de domaines mantelliques sources homogènes.

2 : l'étude statistique exhaustive des variations des rapports d'éléments hygromagmaphiles dans des populations de laves classées en fonction des caractéristiques des grands domaines géotectoniques de mise en place et largement échantillonnés à l'échelle de la planète.
II-6. - Étude du processus global de différenciation magmatique à l'aide de séries de roches bien identifiées, issues si possible de domaines mantelliques sources homogènes.

Nous illustrons ici notre première approche par notre étude des laves des volcans de l'île de la Réunion, en particulier le suivi des éruptions du Piton de la Fournaise durant plus de 40 ans. L'ensemble des données est fourni dans la banque des données.

II-6.a - Étude géochimique comparée et systématique des laves de la Réunion.

Cette étude nous permet d'une part de vérifier les fondamentaux de notre méthode et, d'autre part, d'identifier les processus magmatiques indispensables à l'élaboration des modèles capables d'expliquer notamment les dynamismes éruptifs et leur prévision.



Dans le diagramme Ta/Eu, vs, Ta/Tb, nous resituons l'île de la Réunion dans son contexte régional de l'Océan Indien. Ce diagramme fait apparaître les distinctions très claires qui existent entre les sources des MORB et celles des OIB. La comparaison des Comores et de la Réunion montre les similitudes des sources mantelliques du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise.

Concernant les dynamismes éruptifs du Piton de la Fournaise, les études récentes conduites avec l'Observatoire font intervenir l'existence de deux réservoirs magmatiques, l'un à environ 15km, l'autre entre 2 et 3km, réservoirs qui provoquent

une différenciation des magmas par cristallisation fractionnée essentiellement contrôlée par l'olivine et les plagioclases, mais aussi des mélanges de magmas et de phases cristallines notamment dans les océanites. A ce modèle s'oppose celui d'un transfert de magma par un réseau complexe de dykes. Par contre ces modèles restent silencieux quant à l'origine des magmas primaires et aux processus mantelliques qui les engendrent.

Nous présentons ici les conclusions qui découlent de notre étude géochimique des éléments en traces.

a) Tout d'abord qu'en est-il de la cristallisation fractionnée ?

La concentration d'un élément quelconque dans le liquide est donnée par la loi de Rayleigh :

$$C = C_i \times f^{(Dc-1)}$$

Où C_i désigne la concentration de l'élément dans le liquide initial.

f représente la fraction de la masse de la phase liquide par rapport à la masse totale du système initial, à l'instant considéré ; il varie de 1 à zéro.

D_c est le coefficient global de répartition de l'élément entre le solide et le liquide au cours de la cristallisation fractionnée.

Les diagrammes Log-Log des concentrations des éléments en fonction de celles d'un élément fortement hygromagmaphile mettent en évidence les discontinuités correspondant aux variations de D, variations reliées aux phases minérales qui participent à la différenciation. (Joron et al 1978).

JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M., 1978 : Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. Bull. Soc. géol. Fr., XX, (4), 521-531.

Chaque transition correspond à une modification majeure de la composition du solide qui cristallise. Nous avons clairement identifié et modélisé ce processus avec l'étude des laves du Piton des Neiges (Nativel et al 1979).

NATIVEL P., JORON J.L., TREUIL M., 1979 : Etude pétrographique et géochimique des volcans de la Réunion. Bull. Soc. géol. Fr., (7) XXI, 4, 427-440.

Voici quelques figures résumant les grandes étapes de cette cristallisation fractionnée, les éléments étant reportés en fonction du Thorium, élément fortement hygromagmaphile dont la concentration est proportionnelle à f.



La cristallisation de l'olivine est marquée par la chute du nickel, celle du clinopyroxéne est soulignée par la rupture de pente marquant la décroissance du scandium.



La cristallisation du plagioclase est marquée par la décroissance du strontium et de l'europium, celle de l'amphibole par la rupture de pente du tantale et du lanthane. Enfin l'apparition du feldspath alcalin est soulignée par une accentuation des décroissances de l'europium et du strontium.

La similitude des sources des magmas du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, démontrée précédemment, permet de superposer les données. Sur ces différents diagrammes apparaît clairement la limitation de la cristallisation fractionnée des magmas du Piton de la Fournaise, limitation à la cristallisation prépondérante de l'olivine.

L'échantillonnage exhaustif des éruptions récentes permet d'illustrer à l'aide des mêmes diagrammes ce processus de différenciation; par exemple l'éruption de 2000 représentée par les figures suivantes.



Les décroissances du Ni, Cr et Co marquent la différenciation de l'olivine et du spinelle. Le scandium reste hygromagmaphile indiquant que le clinopyroxène n'a pas encore cristallisé. De même le strontium indique que le plagioclase n'est pas encore apparu.

Pour les éléments volatils, à savoir Br, Sb, As, on n'observe aucun départ important de ces éléments indiquant qu'il n'y a pas encore eu de nucléation significative de la phase gazeuse.



Tous ces exemples démontrent que la cristallisation fractionnée de ces magmas du Piton de la Fournaise est limitée à l'individualisation et la ségrégation de l'olivine et du spinelle.

Les séries les plus évoluées n'atteignent jamais le stade d'une cristallisation importante des clinopyroxènes. De plus nous n'avons pas d'évidence d'une ségrégation solide-liquide significative des pyroxènes et des plagioclases. Ce résultat écarte l'hypothèse d'un séjour prolongé des magmas primaires dans des réservoirs superficiels. Les éléments volatils ne montrent pas de nucléation et de ségrégation de la phase gazeuse. Cela ne privilégie pas non plus l'hypothèse d'un rôle moteur de la phase gazeuse dans l'initiation des phénomènes éruptifs Notons qu'il est impossible d'accéder à l'observation directe des magmas primaires.

b) les magmas primaires.

L'analyse des propriétés géochimiques de ces liquides primaires doit intégrer ce que nous décrivons plus haut à savoir "<u>le modèle de différenciation magmatique globale</u>" intégrant le processus de fusion des sources mantelliques et le processus de différenciation lors de leur transfert à travers la croûte.

Différenciation magmatique globale



L'échantillonnage exhaustif des produits émis lors des éruptions récentes permet de l'illustrer. Nous retiendrons trois exemples : 2000-2001, 2002 et 2004.

Le choix des éléments est guidé par la connaissance de leurs coefficients globaux de répartition solide/liquide et des précisions analytiques. Compte tenu du choix d'échantillons peu différenciés effectué sur la base des concentrations élevées du scandium ($C_{sc} > 25$ ppm), il est possible de considérer, comme nous l'avons démontré par ailleurs, que les coefficients globaux de répartition D^F et D^C sont constants. Il en résulte que dans les diagrammes Log C_1/C_2 vs Log C_1/C_3 il est possible de distinguer les variations quasi-linéaires dues à la différenciation magmatique globale de celles liées aux hétérogénéités des sources mantelliques des magmas. Ceci est parfaitement illustré par le diagramme Log (Th/Tb), vs, Log (Th/Ta). Notons que pour une série d'échantillons issus d'une même source mantellique homogène, on observe une corrélation quasi-linéaire dont la pente dépend des valeurs relatives des coefficients globaux de répartition. Dans le cas où $D_3 < D_2$, situation de notre exemple ($D_{Th} < D_{Ta} < D_{Tb}$), on vérifie bien que la pente est positive dans le diagramme Log (Th/Tb), vs, Log (Th/Ta).



À l'aide du diagramme, nous déterminons les empreintes de la différenciation magmatique globale conformément au modèle. Notons que pour ces séries, les océanites se positionnent sur la même droite que les laves. Les différences majeures observées sont donc clairement attribuables aux caractéristiques géochimiques des sources des magmas primaires de ces différentes éruptions.

Ce résultat peut être également illustré dans un autre type de diagramme, à savoir Log(Ni/Ta), vs, Log(Tb/Ta) où les éléments 1 et 3 sont hygromagmaphiles et l'élément 2 compatible.

Dans le diagramme Log(Ni/Ta), vs, Log(Tb/Ta), conformément au modèle, nous individualisons les différentes séries de différenciation magmatique globale.



Conformément au modèle, les 3 séries de différenciation s'individualisent clairement suivant des droites sensiblement parallèles à l'axe des ordonnées et dont les abscisses représentent les rapports des éléments Tb et Ta dans les sources mantelliques des magmas primaires.

En conclusion, ces observations excluent des processus de mélange significatifs des magmas et produits des différentes éruptions successives à l'intérieur de réservoirs magmatiques superficiels permanents. Cette conclusion démontre que les transferts de magmas s'effectuent par l'intermédiaire de dykes nettement distincts et d'une manière très directe à partir des sources mantelliques de ces magmas.

La cristallisation fractionnée, mise en évidence précédemment, s'effectue donc au cours du transit des magmas. Dans ce type de diagramme, la position des océanites est plus aisément repérée à cause des abondances du nickel. Elles se positionnent clairement dans le trend des laves.

c) Position des différentes éruptions.

Si on replace les laves les plus anciennes dont l'échantillonnage ne permettait pas un suivi de l'évolution des laves au cours de chaque éruption, nous constatons que les échantillons couvrant la période 500 000 – 40 000 ans correspondent à des sources mantelliques dont les rapports Tb/Ta sont plus faibles.



On peut situer de la même manière les différentes éruptions étudiées.





Après 1992 on a une interruption de l'activité jusqu'en 1998. En 1998, interviennent 2 éruptions simultanées de part et d'autre du cratère Dolomieu, l'une, Kapor, correspondant à des sources mantelliques voisines de l'éruption de 1992 alors que les laves d'Hudson correspondent à une source voisine de celle de 1986.



Depuis 1998, des évolutions sensibles peuvent être observées, l'éruption de 2007 correspondant à la source mantellique au rapport Tb/Ta le plus élevé.

Les éruptions Hudson et Kapor se distinguent :

- d'une part par la nature différente des sources des magmas primaires que traduit le rapport Tb/Ta : Hudson (-0.31, -.32), Kapor (-0.25, -0.27).

- d'autre part par des modalités de différenciation sensiblement différentes. En effet, à Kapor, on note des valeurs de Ni/Ta plus faibles et une diminution anormale du Chrome que nous pouvons associer à la cristallisation du spinelle.



De même, on observe, dans le diagramme Log(Ni/Fe), vs, Log(Tb/Ta), que les échantillons de Kapor montrent un rapport Ni/Fe plus faible confirmant que la diminution du rapport Ni/Ta traduit surtout la variation du nickel.



Ces deux observations indiquent une cristallisation plus profonde de ces laves marquée par la cristallisation des olivines et du spinelle. Quant aux laves d'Hudson, elles sont marquées par une diminution du scandium comparativement aux laves de 1986 comme le montre le diagramme Log(Sc/Ta), vs, Log(Tb/Ta).



On peut associer cette diminution à une extension plus importante de la différenciation magmatique avec le début de la cristallisation du clinopyroxène (le scandium étant l'élément marqueur de ce minéral). Cette observation soulignant la différence entre Hudson et 1986 marquée par la cristallisation du clinopyroxène permet de déduire à la similitude des laves primaires de Hudson et de 1986, les laves de Hudson représentant des résidus ayant séjournés plus longtemps dans le dyke.

Ces résultats confirment une nouvelle fois le cheminement distinct sans mélange des magmas émis et donc leur transfert par des dykes différents. Ils ne transitent donc pas en passant par un même réservoir superficiel.

Ces observations marquent des temps de transit différents avec des temps de séjour différents dans les domaines profond et superficiel :

- séjour du magma de Kapor en domaine profond.

- séjour plus prolongé en domaine superficiel pour Hudson qui s'explique par cette interruption de l'activité de 1992 à 1998.

Quant à la dernière période éruptive marquée par 2 épisodes, à savoir novembre 2009 et Décembre 2009-janvier 2010, on constate que les magmas primaires proviennent de sources mantelliques différentes : novembre 2009 se rapprochant de 2004, décembre 2009-janvier 2010 de Kapor.



En conclusion nous démontrons que les différentes périodes éruptives s'individualisent essentiellement par les caractéristiques des liquides primaires. Chaque phase éruptive met donc en jeu des laves peu différenciées provenant d'un manteau hétérogène. La géochimie des laves ne souligne en aucun cas l'existence d'une chambre magmatique superficielle mais plutôt un réseau de dykes dans lesquels s'injectent les "batches" dont la différenciation est fonction du temps de séjour dans les dykes correspondants.

Ainsi, dans les océanites, on distingue deux populations :

- l'une composée d'olivines issues de la différenciation des laves émises (ex. 2001, 2002).
- l'autre composée de xénocristaux d'olivines d'éruptions précédentes ramonées lors de la remontée; cas de certaines océanites des éruptions 2005, 2007.

Du point de vue des dynamismes éruptifs, on n'identifie aucun facteur capable d'initier les phénomènes éruptifs dans les domaines superficiels de la croûte :

- pas de chambre magmatique superficielle.
- pas d'indice de nucléation de la phase gazeuse.

- différenciation des magmas au cours du transit par l'intermédiaire de dykes distincts.

Le moteur des éruptions est donc à rechercher au niveau des domaines mantelliques sources et du jeu des contraintes tectoniques régionales. La surveillance de l'activité éruptive doit donc privilégier les techniques permettant d'observer et d'analyser les variations des contraintes à l'échelle régionale et des déformations locales qui en résultent au niveau de l'édifice et du réseau de failles.

À l'échelle de la Réunion, nous montrons que les rapports des éléments hygromagmaphiles Ta/Hf, Ta/Tb soulignent la complexité de l'hétérogénéité du manteau dont on ne voit pas d'évolution significative en fonction du temps. Ces sources hétérogènes ne sont donc pas acquises au cours de la pétrogenèse des magmas mais sont héritées d'une zonation plus ancienne que nous avons attribué à la différenciation primitive du manteau.

Cette différenciation primitive du manteau trouve son image dans ce diagramme triangulaire des rapports d'éléments hygromagmaphiles que nous avons établi à partir de nos études des domaines océaniques.

Cette différenciation primitive est représentée par ce que nous avons appelé "HYGMA" (Hygromagmaphile Mantle Array) qui se corrèle parfaitement au mantle array isotopique que nous illustrons ici par nos résultats obtenus pour l'océan indien ainsi que pour la dorsale médio-atlantique.

Ici pour l'Océan Indien :

HYGMA: Hygromagmaphile elements Mantle Array (Geological Society Spec. Publ. 1989 Joron and Treuil)



Et là pour une portion de la dorsale atlantique :

HYGMA



Cet Hygma s'interprète par un processus de cristallisation fractionnée des solides d'un manteau primitif liquide.

II-7. - Extension de la méthode et étude statistique exhaustive des variations des rapports d'éléments hygromagmaphiles dans des populations de laves classées en fonction des caractéristiques des grands domaines géotectoniques de mise en place et largement échantillonnés à l'échelle de la planète.

Nous illustrons cette méthode avec nos résultats obtenus sur les grandes séries magmatiques engendrées dans les grands domaines géotectoniques.

Le présent exposé a fait l'objet d'une communication orale lors de l'EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003 qui se tint à Nice du 6 au 11 avril 2003. Nous reprenons le contenu ici en anglais de cette communication : Mantle heterogeneities versus global magmatic differenciation. Systematics on trace elements at the different lithospheric scales. (J.L. Joron and M. Treuil).



Fig. 1: In the sampling map you have just to remember that Mid Oceanic Basalts (MORB) are represented in the next diagrams by blue points, Oceanic Island Basalts by green points and subduction zone samples by red points.

With our analytical results of the samples, we shall try to answer six questions:

The first question is just how and why this broad geochemical study?

1. The analytical technique is multi-elements, high resolution γ spectrometry, Neutron Activation Analysis, performed with the suitable reactors of Laboratoire Pierre Süe which give us a very high analytical capability.

The two following histograms give a quick look to the needed reproductibility and accuracy of the technique:



Fig. 2: Histogram of analytical results concerning BEN standard and then with Thorium distribution in basalt samples.



Fig. 3: Histogram of Thorium concentrations in basalts samples.

2. The elementary theoritical background consider that lavas represent the liquid phase of magma batches generated in the mantle and transferred through the lithosphere.

The accuracy of the liquid geochemical recording is due to the high affinity and stability in this phase of the Hygromagmaphile Elements.

In these conditions, we can consider that the Global Magmatic Differentiation Process is just the product of a close system solid/ melt interaction and then of a Rayleigh distillation process.

This formulation is:

$$\frac{C_2}{C_1} = \left\{ \left[\frac{D_1^F - D_2^F}{D_3^F - D_2^F} \times \frac{C_3^0}{C_1^0} \right] \times f^{\left(D_3^f - D_1^f \right)} \right\} \frac{C_2}{C_3} + \left[\frac{D_3^F - D_1^F}{D_3^F - D_2^F} \times \frac{C_2^0}{C_1^0} \right] \times f^{\left(D_2^f - D_1^f \right)} \right\}$$

that is to say:

$$\frac{C_2}{C_1} \cong \left[\frac{D_1^{\mathsf{F}} - D_2^{\mathsf{F}}}{D_3^{\mathsf{F}} - D_2^{\mathsf{F}}} \times \frac{C_3^0}{C_1^0}\right] \times \frac{C_2}{C_3} + \left[\frac{D_3^{\mathsf{F}} - D_1^{\mathsf{F}}}{D_3^{\mathsf{F}} - D_2^{\mathsf{F}}}\right] \times \frac{C_2^0}{C_1^0}$$

Into theoritical formulation of Global Magmatic Differentiation Process. appear the contributions of the mantle source geochemical characteristics and those of the Bulk Solid/melt Partition Coefficients which control Magmatic Process Fractionation.

Relatively high 3d transition elements concentrations in the less differenciated samples allow to neglect the Rayleigh term if we consider Hygromagmaphile element ratios.

3. The challenge is to determine if hygromagmaphile element magmatic fractionations are smaller enough to not obliterate mantle geochemical fingerprints or if the geochemical differencies between the main mantle domains are larger than the magmatic fractionation effects.

The second question is: are they significant hygromagmaphile element fractionations during magmatic processes?

If yes, are they consistent with the elementary theoretical background? The answer is clearly yes for the two parts of that question. The following Th/Ta, vs, Th/Tb and Th/Ta, vs, Th/Hf diagrams give some examples of geochemical regularities which lead to this conclusion.



Fig.4 a : Th/Ta, vs, Th/Tb and Th/Ta, vs, Th/Hf diagrams are represented for East Pacific Rise tholeiitic series (blue points), Manda Hararo transitional basaltseries (Afar region) (green triangle)



Fig.4 b: Th/Ta, vs, Th/Tb and Th/Ta, vs, Th/Hf diagrams are represented for old Labrador graben tholeiites, Catalogne rift Spain alkali basalt series.

The ɛNd values of a given basaltic rock serie.check an homogeneous mantle source. The linear correlations between hygromagmaphile element ratio of the source basaltic rocks serie check the batch partial melting model.

The third question is: is the ISOTER concept (isotope like trace element ratios) efficient enough to reduce magmatic fractionation in the way to let appear mantle heterogeneities?

The answer to this question is definitively no.

The following ISOTER Sm/Eu, vs, Hf/Zr diagram is clearly demonstrative of that answer.



Fig 5 : ISOTER diagram Sm/Eu, vs, Hf/Zr

This result means that for close chemical property hygromagmaphile elements, the mantle differentiation process is no more efficient than does a magmatic process in the liquid phase.

So well that these ISOTER appear to be good tracers of earth material geochemical characteristic and of solar system differentiation. As illustrated by this Sm/Eu, vs, Hf/Tb where are pointed chondritic and lunar samples.



Fig 6 : Sm/Eu, vs, Hf/Tb showing "Europium anomaly" in chondrites and lunar samples relatively to present earth mantle.

The fourth question is: despite their magmatic fractionation do we find specific hygromagmaphile element ratios able to anambiguously distinguish the main mantle domains?

The answer is <u>fortunately yes</u>, but we must combine at least two hygromagmaphile element ratios.

With all the samples studied the answer is anambiguous, as shown by this first Ba/Tb, vs, Yb/Tb diagram and this second Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram.



Fig 7: Ba/Tb, vs, Yb/Tb diagram showing the clear distinction of MORB – OIB mantle domains.



Fig.8: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram showing the clear distinction of subduction type mantle sources and MORB/OIB mantle domains.

The discriminant elements must have large chemical property differences and so too bulk solid/liquid partition coefficients; such as Th/Ta, Ba/Nb, Yb/Tb or Hf/Ta.

We can evidently deduce from this that mantle differentiation process has been, and is, more efficient to fractionate these elements than operate a magmatic solid/liquid process in the liquid phase.

We can point in these diagrams the mantle source geochemical characteristics of different specific basaltic lavas series.



Fig. 9: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram for some ancients basalts. With ancients basalts we notice the close characteristics of Primitive Mantle, chondrites, lunar samples and komatilites. Old south African andesites going up to the subduction type domain.



Fig.10: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram showing the mantle source geochemical characteristics of CAB and CFB. Continental alkali basalts (CAB) are confused with OIB domain while continental flood basalts (CFB) are intermediate between subduction type domain and MORB-OIB ones.

The fifth question is: Can we give an explanation for MORB – OIB geochemical distinction and heterogeneities?

The answer is not yet, but we can point out some significant geochemical regularities.

A clear cut division exists between the two domains. This is well illustrated by this Ba/Yb, vs, Tb/Yb diagram.



Fig. 11: Ba/Yb, vs, Tb/Yb diagram showing the clear distinction between the two MORB – OIB mantle domains.

If some overlap occurs between the two domains, this overlap corresponds to very specific basaltic series. This is shown in this Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram where are located samples of Iceland, Famous and Azôres close to MID Atlantic Ridge Zones.



Fig. 12: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram showing the specific position of Atlantic Ridge zones near Azôres and Iceland.

The spacing amplitude of two domains is proportional to the Bulk solid/liquid partition coefficients, as illustrated by the following sketch of diagrams with constant Th/Ta ordonate and successive element/Tb ratios in absciss.



Fig. 13: Sketch of diagrams Th/Ta, vs, E/Tb showing the spacing amplitude variying with D Bulk solid/liquid partition coefficient differencies.





II-51







Notice the reversing positions of MORB – OIB domains when Bulk solid/liquid partition coefficients are smaller or higher the one of Terbium.

These evolutions correspond to the following bulk partition coefficients D classification: D^{Yb} , D^{Tb} , $D^{Eu} \approx D^{Hf}$, $D^{Zr} \approx D^{Sm}$, D^{Ce} , D^{La} , D^{Ta} , but there is a problem with alkali and volatile element.

In contrary of what we should expect from their solid/melt partition coefficients, these elements do not follow the other strongly hygromagmaphile elements such as La or Ta for example, for that we call OIB alkali elements anomaly. This is pointed out by these diagrams where are compared the different MORB – OIB trends.



Fig. 16. Ta/La, vs, Ta/Tb trend compared to Rb/La, vs, Rb/Tb trend. The OIB position is not what we can expect from Rubidium bulk solid/liquid partition coefficient.





Fig. 17: Rb/Ta, vs, Rb/Tb and Cs/Ta, vs, Cs/Tb diagrams showing the clear distinction between MORB and OIB mantle domains. Notice the specific and intermediate chondrites, komatiites, lunar samples trend.

This OIB alkali elements anomaly correspond to the same volatile element distributions as shown by this Sb/Ta, vs, Sb/Tb diagram.



Fig. 18: Sb/Ta, vs, Sb/Tb diagram showing the similar impoverishment of alkali and volatile elements in OIB mantle domain relatively to hygromagmaphile elements.

We can deduce that these alkali and volatile elements anomalies correspond to a degazing phase of this domain after a first OIB – MORB differentiation. Notice that this degazing phase did not occur before the old komatilitic sample generation.

We also deduce that there is no significant mixing process between these two mantle domains till their initial differentiation.

We point out also that the OIB mantle domain has no fingerprints of mass to mass crustal material contamination.

Inside the two OIB and MORB mantle domains are still maintained more complex heterogeneities. This is pointed out in OIB by the following Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram, zooming the OIB mantle domain.

So, till their initial differentiation, there is no chemical rehomogeneization in these respective MORB – OIB mantle domains.



HYGMA: Hygromagmaphile Mantle Array (Joron and Treuil 1989)

Fig.19: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram, zooming complex heterogeneities inside the OIB mantle domain. This is also pointed out in MORB mantle domain by this Th/Ta, Th/Hf, Th/Tb triangular diagram showing the MORB Hygromagmaphile element trend (HYGMA) corraleted to isotopic ratio variations.



Fig. 20: Th/Ta, vs, Th/Hf, vs, Th/Tb triangular diagram with HYGMA correlated to isotopic variations for Indian Ocean basalts.
The sixth question is: can we give an explanation for the subduction zone type mantle domain specificities and heterogeneities?

The answer is clearly yes for the following reasons:

In the different ratio rectangular diagrams, the subduction type mantle domain extension is closely tight to the MORB – OIB mantle domain distribution.

The following sketch of figures show clearly that the spacing of MORB – OIB domains is accompanied by a close related spreading of the subduction domain.

Fig. 21: Sketch of Th/Ta, vs, E/Hf diagram showing the spreading of subduction mantle domain correlate to the spacing of MORB and OIB mantle domains.









2. The subduction type mantle domain corresponds to an homothetic translation of the MORB – OIB mantle domain at Ta/Hf ratio constant. This explain this fundamental Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram. This homothetic translation is pretty well verified for example in the situation of Lesser Antilles related to Barbados ridge samples (fig. 22).



Fig. 23: Th/Ta, vs, Hf/Ta ratios diagram showing the selective and progressive Thorium contamination increasing with time at Hf/Ta ratio constant.



Fig. 24: Other example: the Pichincha volcano (Equator).

As it can be shown with Fig 23 for S^{te} Lucie and Guadeloupe samples and fig. 24 for Pichincha samples, the homothetic translation is chiefly a selective Thorium contamination.

This homothetic translation is chiefly due to a selective Thorium contamination, together with Baryum, Alkali elements, and to a less extend, of Lanthanum and Cerium of initial MORB or OIB mantle domains.

These contaminant elements are characterized by a strong and different hygrophile affinity for the contaminant fluids extracted from the plunging slab.

The other elements like Heavy Rare Earth elements, Tantalum, Niobium, Hafnium, Zirconium behave as inert elements during the contaminant process and lost their hygromagmaphile character during the post partial melting process.

3. So we can explain the distribution of the different subduction zone provinces in the Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram.



Fig. 25: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram showing the positions of different subduction zone provinces. Each province position is determined by the initial mantle geochemical characteristics and by the intensity of the selective Thorium contamination process.

4. These surimposed complexe heterogeneities coming from initial mantle and the intensity of contamination can be shown at the scale of one province as it occurs for the Italian volcanic Provinces.



Fig. 26: Th/Ta, vs, Hf/Ta diagram showing Italian volcanic Provinces mantle source heterogeneities.

In this diagram we can point out: The Appenin period contamination process of a MORB type mantle which occurs at a high rate in the Roman province, an actual transitional thyrenean mantle contamination at different rate which occur in the Eolian island and Napolitan province, a Miocene selective contamination of different degrees which has affected a HIMU type mantle in the Iblean and Etnean Sicilian underneath mantle sources.

We can also point out the reverse decontamination process occurring with compressive to rifting tectonic regime transition has clearly shown with occidental Sierra Madre to east Pacific Rise Miocene to actual tectonic and magmatism transition.





Fig. 27: Th/Ta, vs, Th/Tb diagram showing the magmatism transition from a compressive to distensive regime.

As a conclusion:

- If we keep in mind that to the limit an element is the only tracer of itself, we can deduce from these results the necessity to develop again a comparative independent trace element geochemistry.
- If we want to go further into quantitative determination and modellization of both mantle heterogeneities and magmatic process, we need both a broad, robust and accurate data bank and a very detailed geochemical studies of volcanic systems. As we have showed earlier, in these two diagrams of Piton de la Fournaise volcano in the Reunion island, clearly appear fingerprints of mantle source heterogeneities and partial melting fractionation process.



Fig. 28: Th/Ta, vs, Ta/Hf diagram showing the OIB type mantle sources of Piton de la Fournaise.



Fig. 29: Th/Ta, vs, Th/Tb diagram for Piton de la Fournaise showing fingerprints of mantle source heterogeneities and of partial melting fractionation.

In the same way our geochemical study of Deccan flood basalts point out a chronological evolution corresponding to the disappearance of the contaminated mantle source according to a distensive tectonic phase.



Chapitre III. - Proposition d'une méthode d'interprétation complémentaire par utilisation de diagrammes exploitant simultanément les propriétés des éléments hygromagmaphiles et de transition 3d.

III-1. - Bases théoriques de traitement des données analytiques.

Elles prennent en compte les processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée qui déterminent les propriétés des magmas basaltiques issus du manteau. Pour différentes raisons que nous avons exposées dans le manuel de Géochimie communiqué aux lecteurs, la fusion d'un domaine mantellique s'effectue en système fermé jusqu'à l'extraction du liquide formé. Il en découle une loi simple de variations de la concentration de chaque élément dans la phase liquide formée, dite aussi "loi de fusion à l'équilibre" soit :

(11)
$$C_E^i = \frac{C_E^0}{D_E^F + F(1-D_E^F)} = \frac{C_E^0}{F + D_E^F(1-F)}$$

 C_E^0 est la composition de l'élément E dans le domaine mantellique considéré avant la fusion.

F est la proportion de liquide magmatique formé au stade de son extraction du manteau ($0 \ge F \ge 1$).

 D_E^F est le coefficient global de répartition de l'élément E entre la phase solide résiduelle et la phase liquide formé ($D_E^F = \frac{C_E^S}{C_F^L}$).

La loi (l1) n'exprime donc qu'un simple bilan de masse.

Après son extraction du manteau, le liquide dit primaire, cristallise en refroidissant. Les phases solides constituent un mélange hétérogène dont la composition dépend du liquide primaire, de sa vitesse de décompression et de refroidissement, et des domaines de stabilité des différentes phases dans le champ des variables intensives (P, T, f_{O2} , f_{H2O} etc...) intervenant tout au long de la cristallisation et de la ségrégation de la phase liquide résiduelle.

La composition C_E d'un élément E dans le liquide magmatique résiduel obéit à une loi de distillation fractionnée de Rayleigh, suivant la formule :

(12)
$$C_E = C_E^i \times f^{(D_E^C - 1)}$$

où C_E^i est la concentration de l'élément E dans le liquide primaire.

f représente la fraction de liquide résiduel ($1 \le f \le 0$) et D_E^C est le coefficient global de répartition de l'élément E entre la phase solide qui se forme et le liquide à ce stade de la cristallisation $D_E^C = .\frac{C_E^S}{C_E}$

Nous désignerons par <u>loi de différenciation magmatique globale</u>, le bilan de la genèse et de la cristallisation des magmas, soit :

(I3)
$$C_E = \frac{C_E^0}{D_E^F + F(1 - D_E^F)} * f^{(D_E^C - 1)} = \frac{C_E^0 * f^{(D_E^C - 1)}}{F[1 + D_E^F(\frac{1 - F}{F})]}$$

Cette formulation considère la "roche totale" comme un échantillon représentatif du liquide dont la composition est déterminée par un simple bilan de masse géochimique. Elle nous permet de décoder simplement les régularités observées dans différents diagrammes en exploitant les propriétés remarquables des éléments fortement hygromagmaphiles caractérisés par D_*^F et D_*^C << 1. Il en découle une simplification de la relation (I3) pour ces éléments telle que :

I3H)
$$C_{H^*} = \frac{C_{H^*}^0}{F.f}$$

Simplification d'autant plus valable que F et f sont suffisamment grands, soient D_{H}^{F} (1- F) \leq F et $f^{(D_{H}^{C}-1)} \approx \frac{1}{f}$ - ϵ , conditions satisfaites pour les basaltes.

III-1.a.1 - <u>Diagrammes</u> $\left(\frac{H_1}{E}\right)_N$, vs, $\left(\frac{H_2}{E}\right)_N$ et $\left(\frac{E}{H_1}\right)_N$, vs, $\left(\frac{E}{H_2}\right)_N$

Dans ces diagrammes rectangulaires nous reportons les rapports des concentrations normalisés à CI de deux éléments hygromagmaphiles H_1 et H_2 et d'un élément de transition E lithophile. Par rapport à la simple corrélation H_1 , vs, H_2 , on obtient, d'une part une correction des incertitudes liées aux éventuelles variations de masses, d'hétérogénéités des aliquotes des échantillons analysées ainsi que des conditions d'irradiation et de spectrométrie, et, d'autre part, une extension des corrélations qui favorise leur détermination. En effet, d'après les relations (I3) et (I3H) on doit vérifier pour des éléments fortement hygromagmaphiles H^{*}:

$$(| 4) \qquad \left(\frac{\mathrm{H}_{1}^{*}}{\mathrm{E}}\right)_{\mathrm{N}} = \left(\frac{\mathrm{H}_{1}^{*0}}{\mathrm{H}_{2}^{0}}\right)_{\mathrm{N}} \times \left(\frac{\mathrm{H}_{2}^{*}}{\mathrm{E}}\right)_{\mathrm{N}}$$

Si la population de basaltes considérée est issue d'une même source mantellique chimiquement homogène, la pente de la droite de corrélation passant par l'origine, est égale au rapport des concentrations des éléments fortement hygromagmaphiles dans cette source. Les figures X et Y illustrent cette propriété pour la série des basaltes de Catalogne.





Toutefois, la présence d'éléments fortement hygromagmaphiles dans une population d'échantillons de laves n'est pas systématique et leur identification n'est pas toujours évidente. Cette identification repose sur les résultats de nos études systématiques de séries de roches magmatiques et sur les variabilités des éléments établies dans chaque série étudiée. Aussi le nombre d'éléments aptes à satisfaire la relation (I 4) est réduit et, ce d'autant plus que les approximations que suppose cette relation (I 4) sont limitées aux faibles degrés de différenciation.

Dans le but de surmonter ces difficultés nous proposons d'utiliser ces corrélations $\frac{H_1}{E}$, VS, $\frac{H_2}{E}$ en prenant en considération les conditions aux limites de la loi de différenciation magmatique globale.

Cela consiste à ajuster les corrélations obtenues pour une population d'échantillons dans les diagrammes rectangulaires H₁/E, vs, H₂/E, par une fonction polynomiale apte à représenter correctement la loi (I 3) si on lui impose ces conditions aux limites, à savoir que les rapports H₁/E et H₂/E tendent vers zéro lorsque H₁, H₂, E tendent vers leurs valeurs dans la source magmatique (H₁⁰, H₂⁰, E⁰).Cette fonction polynomiale du type Y= $\sum a_n x^n$ est limitée aux valeurs 1 et 2 de n, soit y= ax² + bx.

D'après la relation (I 3) nous obtenons en effet

(15)
$$\frac{H_1}{E} = \frac{H_1^0}{H_2^0} \left[\left\{ \frac{1 + D_{H_2}^F (\frac{1 - F}{F})}{1 + D_{H_1}^F (\frac{1 - F}{F})} \right\} \times f^{(D_{H_1}^C - D_{H_2}^C)} \right] \times \frac{H_2}{E}$$

Dans les diagrammes $\frac{H_1}{E}$, VS, $\frac{H_2}{E}$, la fonction polynomiale d'ajustement des conditions représente la loi de différenciation magmatique globale ci-dessus qui tend vers la valeur H_1^0/H_2^0 lorsque F et f tendent vers 1(fusion totale), ce qui implique aux rapports H_1/E et H_2/E de tendre vers zéro.

La dérivée de la fonction polynomiale, et donc sa pente au voisinage de zéro, est égale au rapport H_1^0/H_2^0 dy = b = H_1^0/H_2^0 comme indiqué par le schéma suivant :



Ces conclusions peuvent être complétées par le constat que le terme $f^{(D_{H_1}^C - D_{H_2}^C)}$ 1 puisque $D_{H_1}^C - D_{H_2}^C << 1$ lorsqu'on considère des populations d'échantillons de roches basaltiques caractérisées par des valeurs élevées des concentrations des éléments de transition d égales à E.

III-1.a.2 - Diagrammes E/H1, vs, E/H2.

La relation (I 3) peut s'écrire :

(16)
$$\frac{E}{H_1} = \left[\frac{H_2^0}{H_1^0} \times \frac{D_{H_1}^F (1+F(\frac{1-D_{H_1}^F}{D_{H_1}^F}))}{D_{H_2}^F (1+F(\frac{1-D_{H_2}^F}{D_{H_2}^F}))} \times f^{(D_{H_2}^C - D_{H_1}^C)} \right] \times \frac{E}{H_2}$$

Lorsque F tend vers zéro (début de la fusion) et si f demeure proche de 1 (faible cristallisation fractionnée), la relation (l 6) tend vers

$$\frac{\mathrm{E}}{\mathrm{H}_{1}} = \begin{bmatrix} \mathrm{H}_{2}^{\mathrm{0}} \\ \mathrm{H}_{1}^{\mathrm{0}} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \mathrm{D}_{\mathrm{H}_{1}}^{\mathrm{F}} \\ \mathrm{D}_{\mathrm{H}_{2}}^{\mathrm{F}} \end{bmatrix} \times \frac{\mathrm{E}}{\mathrm{H}_{2}}$$

Dans les diagrammes E/H₁, vs, E/H₂, la fonction polynomiale y = ax² + bx qui ajuste la corrélation doit tendre vers zéro et sa dérivée (b) au voisinage de zéro est égale à $\frac{H_2^0}{H_1^0} \propto \frac{D_{H_1}^F}{D_{H_2}^F}$. Le schéma suivant illustre cette conclusion :



Nous illustrons la méthode par l'exemple des séries de laves basaltiques quaternaires de Catalogne avec les diagrammes Tb/Co vs La/Co et Co/Tb vs Co/La.





III-1.a.3 - Autre exemple : diagrammes, Co/La vs Co/Ta et La/Co vs Ta/Co

De ces diagrammes nous sommes en mesure d'en extraire des caractéristiques géochimiques de la source mantellique de la série de roches basaltiques étudiées ainsi que des conditions de la fusion qui engendre les liquides primaires, soit $\frac{H_2^0}{H_1^0}$ et $\frac{D_{H_1}^F}{D_{H_2}^F}$.

Nous verrons plus loin comment il est possible de déterminer les concentrations et les coefficients de répartition dans la source mantellique en utilisant le fer et ses propriétés géochimiques comme référence.

III-1.a.4 - Les diagrammes $\left(\frac{H}{E_1}\right)N, vs, \left(\frac{H}{E_2}\right)N$ et $\left(\frac{E_1}{H}\right)N, vs, \left(\frac{E_2}{H}\right)N$.

Ces diagrammes utilisent les propriétés d'un élément hygromagmaphile H (ex : Th, Ta, La ...) et de deux éléments lithophiles E_1 et E_2 (Fe, Co, Ni...). Tout le raisonnement exposé ci-dessus pour les précédents diagrammes peut être exploité pour l'extraction des grandeurs caractéristiques des sources mantelliques des séries de roches basaltiques, à savoir E_1^0/E_2^0 et D_{E_1}/D_{E_2}

En effet, d'après (I 3) il vient

(17)
$$\frac{H}{E_1} = \left\{ \frac{E_2^0}{E_1^0} \left[\frac{1 + D_1^F(\frac{1-F}{F})}{1 + D_2^F(\frac{1-F}{F})} \right] \times f^{(D_{E_2}^C - D_{E_1}^C)} \right\} \frac{H}{E_2}$$

Et (I8)
$$\frac{E_1}{H} = \left\{ \frac{E_1^0}{E_2^0} \left[\frac{D_{E_2}^F (1 + F(\frac{1 - D_{E_2}^F}{D_{E_2}^F}))}{D_{E_1}^F (1 + F(\frac{1 - D_{E_1}^F}{D_{E_1}^F}))} \right] \times f^{(D_{E_1}^C - D_{E_2}^C)} \right\} \frac{E_2}{H}$$

L'ajustement des corrélations obtenues par des fonctions polynomiales passant par l'origine conduit à la détermination de ces grandeurs à l'aide de leurs dérivées au voisinage de zéro, comme dans le cas précédent. Ceci est illustré par les schémas suivants :





La méthode permet de surmonter la difficulté de prise en compte du terme $f^{(D_{E_1}^C - D_{E_2}^C)}$ et de déterminer les grandeurs caractéristiques des éléments lithophiles compatibles, à savoir $\frac{E_2^0}{E_1^0}$ et $\frac{D_{E_2}}{D_{E_1}}$.

Résultats Catalogne
(à venir)

Chapitre IV. - IV : Le fer élément de référence pour déterminer les concentrations et les coefficients globaux de répartition des éléments dans les domaines mantelliques sources des magmas.

La loi de différenciation magmatique pour cet élément s'écrit :

$$Fe = \frac{Fe^{0}x f^{(D_{Fe}^{U})}}{F.f\left[1+D_{Fe}^{F}(\frac{1-F}{F})\right]}$$

Si on considère un élément fortement hygromagmaphile H^{**} satisfaisant la relation $H^{**} \approx \frac{H_0^{**}}{F.f}$, la relation Fe, vs, H^* permet de déterminer Fe⁰ si on admet en première approximation que $D_{Fe} \approx 1$. De même la relation $\frac{H^{**}}{Co}$ tend vers $\frac{H_0^{**}}{Co^0}$, et donc sensiblement vers zéro lorsque F et f tendent vers 1.

On peut donc déterminer avec une bonne approximation la concentration Fe^{0} du fer dans le domaine mantellique source. En extrapolant à zéro la corrélation Fe, vs, H^{*} ou Fe, vs, $\frac{\text{H}^{**}}{\text{Co}}$, suivant le schéma ci-dessous.

Nous illustrons cette méthode à la série basaltique de Catalogne.

Figures Fe vs Ta et Fe vs Ta/Co





La loi de différenciation s'écrit aussi :

$$Fe = \frac{Fe^{0} x f^{(D_{Fe}^{C}-1)}}{D_{Fe} [1+F(1-D_{Fe})]}$$

En reportant Fe, vs , $\frac{1}{H^{**}}$ ou Fe, vs, $\frac{Co}{H^{**}}$, l'extrapolation de la corrélation à zéro, on détermine le rapport $\frac{Fe^0}{D_{Fe}}$, et donc de D_{Fe} suivant le schéma

Comme nous le constaterons plus loin, les incertitudes sur les valeurs de Fe^0 et de D_{Fe} n'ont pas d'incidence sur les rapports des concentrations et des coefficients de répartition des éléments hygromagmaphiles tels que nous allons les déterminer dans les domaines mantelliques sources des magmas basaltiques.

IV-1. - Détermination des taux de fusion des domaines mantelliques sources des magmas basaltiques.

À partir de la loi (I3) de différenciation magmatique globale, nous obtenons, pour 2 éléments hygromagmaphiles H_1 et H_2 la relation suivante :

$$(I 9) \frac{H_1}{H_2} = \frac{H_1^0}{H_2^0} \left\{ \frac{1 + D_{H_2}^F (\frac{1 - F}{F})}{1 + D_{H_1}^F (\frac{1 - F}{F})} \right\} f^{(D_{H_1}^C - D_{H_2}^C)}$$

Si on pose $X_F = \frac{1-F}{F}$, soit $F = \frac{1}{1+X_F}$, (I 9) s'écrit $\frac{H_1}{H_2} = \frac{H_1^0}{H_2^0} \left\{ \frac{1+D_{H_2}^F X_F}{1+D_{H_1}^F X_F} \right\} f^{(D_{H_1}^C - D_{H_2}^C)}$ $\begin{array}{l} \mbox{Comme } D^C_{H_1} < 1 \mbox{ et } D^C_{H_2} < 1, \mbox{ on a (} D^C_{H_1} - \ D^C_{H_2}) \ << 1 \ , \mbox{d'où}: \\ f^{(D^C_{H_1} - \ D^C_{H_2})} \cong 1. \mbox{ On en déduit } X^i_F \mbox{ et } F^i \mbox{ pour chaque échantillon, soit : } \end{array}$

$$X_{F}^{i} = \frac{\frac{H_{1}^{0}}{H_{2}^{0}} - \frac{H_{1}^{i}}{H_{2}^{i}}}{\frac{D_{H_{1}}^{F} \cdot \frac{H_{1}^{i}}{H_{2}^{i}} - \frac{D_{H_{2}}^{C} \cdot \frac{H_{1}^{0}}{H_{2}^{0}}}}{D_{H_{2}}^{F} \cdot \frac{H_{1}^{i}}{H_{2}^{i}} - \frac{D_{H_{2}}^{C} \cdot \frac{H_{1}^{0}}{H_{2}^{0}}}}$$

Il est possible alors de considérer la seule loi (l 1) de fusion partielle qui s'écrit aussi :

(I 1 bis)
$$\frac{1}{C_E^i} = \frac{D_E^F}{C_E^0} + \left(\frac{1 - D_E^F}{C_E^0}\right) F$$

relation linéaire Y = a X + b, d'où la possibilité de confronter les corrélations $\frac{1}{C_E^i}$, VS, F aux relations théoriques équivalentes calculées à partir des paramètres C_E^0 et D_E déterminés à l'aide des différents diagrammes présentés plus haut.

Une bonne concordance confirme la validité de la méthode appliquée à une population d'échantillons bien identifiée dans son contexte géotectonique. Il est possible alors d'affiner cette concordance par calculs iteratifs des grandeurs obtenues à l'aide des corrélations linéaires des diagrammes $\frac{1}{C_E^i}$, VS, F. On a en effet d'après (l 1bis) :

$$C_E^0 = \frac{1}{A+B}$$
 et $D_E = \frac{B}{A+B}$

Nous illustrons la méthode en l'appliquant à la série de roches basaltiques quaternaires de Catalogne. Fig.

IV-1.a - Diagrammes de représentation des grands domaines mantelliques.

(g1) diagrammes
$$\left(\frac{H}{E_2}\right)_N$$
, VS, $\left(\frac{E_1}{E_2}\right)_N$.

D'après les mêmes considérations que ci-dessus, à l'aide des relations (I 3) et (I 3H), on obtient :

$$(I \ 6) \ \left(\frac{H}{E_2}\right) N = \left\{\frac{H^0}{E_1^0} \ x \ \frac{1 + D_{E_1}^F \left(\frac{1 - F}{F}\right)}{f^{(D_{E_1}^C)}}\right\} \ . \left(\frac{E_1}{E_2}\right) N$$
$$(I \ 6 \ bis) \ \left(\frac{H}{E_2}\right) N = \left\{\frac{H^0}{E_1^0} \ x \ \frac{D_{E_1}^F \left(1 + F \cdot \frac{1 - D_{E_1}^F}{D_{E_1}^F}\right)}{f^{(D_{E_1}^C)}}\right\} \ . \left(\frac{E_1}{E_2}\right) N$$

(I 6) peut donc s'écrire sous la forme $\left(\frac{H}{E_2}\right)_N = K_{(F,f)} \cdot \left(\frac{E_1}{E_2}\right)_N$, relation qui traduit une corrélation complexe pour laquelle $K_{(K,f)} = \left(\frac{H^0}{E_1^0}\right)_N$ quand F et f égaux à 1 (fusion totale) et $K_{(K,f)} = D_{E_1}^F \left(\frac{H^0}{E_1^0}\right)$ quand F = 0, f = 1 (début de la fusion). Enfin $K_{(K,f)}$ augmente rapidement et tend vers l'infini quand f tend vers zéro. Il en découle que, pour une population de basaltes issue d'une source mantellique homogène, on doit observer, dans un diagramme rectangulaire $\left(\frac{H}{E_2}\right)_N$, VS, $\left(\frac{E_1}{E_2}\right)_N$ une corrélation de pente quasi verticale passant par la valeur $\left(\frac{E_1^0}{E_2^0}\right)_N$ quand $\left(\frac{H}{E_2}\right)_N$ tend vers zéro (début de la fusion); corrélation qui se traduit par le schéma suivant :

Les figures X et Y illustrent ces corrélations pour la série de roches basaltiques de Catalogne.



Fig. X : corrélation $\left(\frac{\text{Th}}{\text{Sc}}\right)$ MP, vs, $\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Sc}}\right)$ MP pour les basaltes tholéitiques de Catalogne.



Fig. Y : corrélation $\left(\frac{\text{Th}}{\text{Sc}}\right)$ MP, vs, $\left(\frac{\text{Co}}{\text{Sc}}\right)$ MP pour les basaltes tholéitiques de Catalogne.

(g2) Diagrammes triangulaires $(H_1)_N$, vs , $(H_2)_N$, vs , $(H_3)_N$ ou de leurs rapports $(R_1)_N$, vs , $(R_2)_N$, vs , $(R_3)_N$.

Classiquement, ces diagrammes ont été très utilisés en pétrographie afin d'identifier les principaux types de roches, à l'image de ceux proposés par H. Delaroche. Nous avons, comme indiqué dans notre manuel de Géochimie, introduit ces diagrammes dans le but de décrire l'évolution du manteau. Nous illustrons ici l'intérêt de ces diagrammes exploitant les propriétés des éléments hygromagmaphiles satisfaisant la relation (I3H). Du principe de leur construction, les points représentatifs des concentrations de 3 éléments dans ces diagrammes situent également les rapports de ces éléments H₁/E, vs, H₂/E, vs, H₃/E.

Ainsi, pour les exemples décrits plus haut des Champs phlégréens et Vésuve, on reporte les valeurs normalisées à CI de Th, Ta, Hf, donnant les images des sources de ces 2 séries magmatiques. Dans ce diagramme, le point représentatif de CI est au centre. Nous en déduisons, fig x, que Champs phlégréens et Vésuve n'ont pas la même source mantellique, elles-mêmes clairement distinctes d'une source chondritique.



Fig x diagramme triangulaire Th, Ta, Hf pour les séries des Champs phlégréens, du Vésuve et de Catalogne.

Dans ce même diagramme, nous localisons la source mantellique des basaltes de Catalogne, elle-même clairement distincte d'une source chondritique et nettement distincte de celles des Champs phlégréens et du Vésuve.

Pour les raisons déjà évoquées, nous pouvons reporter ces mêmes grandeurs normalisées à la fois à CI ou MP et à un élément de référence dont le choix se porte sur Fe, Sc ou Yb comme nous l'avons indiqué plus haut. La figure () illustre l'intérêt de ce diagramme pour la comparaison des sources des basaltes de Catalogne, des Champs phlégréens et du Vésuve.

Fig diagramme triangulaire Th/Fe, vs , Ta/Fe, vs , Hf/Fe

(g3) Les empreintes géochimiques des grands domaines mantelliques et de leur évolution.

À l'aide des diagrammes ci-dessus figurant les données analytiques de différentes séries de roches basaltiques, il est possible de repérer les grandes caractéristiques géochimiques du manteau et de sa zonation dans l'espace et le temps.

Pour cela nous prenons en considération :

- Des échantillons de météorites, de roches lunaires ainsi que de la planète Mars rapportés jusqu'à nous sous forme de météorites.
- Des basaltes très anciens (3.0 à 3.5 GA) représentés par des échantillons de komatiites prélevés en Afrique du sud, en Australie et en Finlande.

- Des basaltes "intermédiaires" prélevés dans la fosse du Labrador et différents contextes tectoniques du Canada et du Groenland. L'âge de ces échantillons s'étale entre 2,5 et 1,8 GA.
- Des basaltes "récents" prélevés dans les grands contextes de la tectonique des plaques et comprenant : les MORB du Pacifique, de l'océan Indien et de l'Atlantique.
- Des basaltes alcalins des îles océaniques.
- Des basaltes calco-alcalins des frontières de plaques convergentes.
- Des basaltes associés aux déformations intracontinentales, l'ensemble permettant d'aborder la zonation géochimique récente (< 200 MA) du manteau.
- Nous situerons enfin les grands traits géochimiques de la croûte continentale à l'aide d'échantillons des massifs cristallophiliens français et africains.

L'étude géochimique plus complète des différentes formations représentées par ces échantillons fera l'objet de chapitres ultérieurs. Il découle de ces diagrammes les observations et hypothèses suivantes :

Les sources mantelliques des komatiites, roches basaltiques les plus anciennes (3,5 GA à 2,8 GA) sont significativement distinctes de celles des basaltes océaniques (MORB et OIB) d'âges récents (< 500 MA). Bien que beaucoup plus proche de CI et des chondrites, leur manteau source n'a pas une composition identique à CI. Il se distingue notamment par un rapport $(Cr/Fe)^{N}$ plus élevé, des rapports $(Ni/Fe)^{N}$ et $(Co/Fe)^{N}$ plus faibles que ceux de CI.





 Les sources mantelliques des basaltes océaniques (MORB et OIB) sont fortement appauvries relativement aux komatiites en Cr, Ni et Co. A l'inverse, le rapport (Sc/Fe)^N est enrichi relativement à CI, en allant des komatiites aux basaltes océaniques. 2. Les distinctions sont conformes aux gradients des caractères sidérophiles et lithophiles des éléments de transition (Cr > Ni > Co > Fe > Sc). Les sources mantelliques des basaltes s'appauvrissent au cours du temps en éléments lithophiles et ce, d'autant plus que le caractère sidérophile et lithophile sont margués. Doit-on attribuer cette évolution à une différenciation interne au manteau considéré comme un ensemble fermé, ou à une extraction progressive du manteau de ces éléments sidérophiles accompagnant le fer dans un processus d'accrétion au noyau primitif? Dans la première hypothèse, la formation d'un manteau primitif fondu (océan magmatique !) serait progressivement zoné suivant un processus de cristallisation fractionnée piégeant préférentiellement en éléments les plus lithophiles dans les fractions les plus réfractaires (manteau inférieur). Dans la seconde hypothèse l'accrétion du noyau se prolongerait au cours du temps en fixant les éléments les plus sidérophiles (Cr, Ni, Co). Dans ces mêmes diagrammes (figx) nous avons reporté les points représentatifs de basaltes d'âges intermédiaires (2,5 GA à 1,0 GA) prélevés dans la fosse du Labrador et différents contextes tectoniques du Canada (Abitibi, ...).







Fig $(Th/Fe)^{N}$, vs, $(Cr/Fe)^{N}$, $(Ni/Fe)^{N}$, $(Co/Fe)^{N}$, $(Sc/Fe)^{N}$

3. Les points représentatifs de la fosse du Labrador se distribuent dans l'espace compris entre les komatiites et les basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB). Tout se passe donc comme si l'évolution géochimique du manteau progressait rapidement dans cette période comprise entre 2,5 et 2,0 GA. Les autres échantillons du Canada situés dans des contextes différents et d'âges plus récents (jusqu'à 1,0 GA pour Abitibi) ne se situent pas dans le prolongement de ceux du Labrador, mais sont décalés, à l'image des basaltes engendrés dans les contextes de collision de plaques, par un enrichissement en éléments hygromagmaphiles.

De ces observations nous concluons qu'à l'époque de la genèse des komatiites la composition du manteau source se distinguait déjà de la référence chondritique CI par une concentration significativement plus élevée du chrome et un appauvrissement relatif en nickel et cobalt. Au cours du temps, les concentrations de ces éléments sidérophiles et lithophiles ont diminué dans les sources mantelliques des basaltes et principalement dans la période comprise entre 2,5 et 2,0 GA. A cette période se situe donc une forte différenciation du manteau, piégeant vraisemblablement ces éléments à l'interface noyau/manteau (caractère sidérophile) ou dans un domaine s'individualisant en manteau inférieur (caractère lithophile). A partir de ce stade la genèse des basaltes interviendra dans le manteau supérieur où la convection ralentie ne permettra plus une homogénéisation chimique. Ces

observations confortent nos conceptions de l'évolution du manteau (HYGMA) exposé dans le chapitre 2 du livre de Géochimie.

Dans ces mêmes diagrammes figurent les points représentatifs de basaltes et sols lunaires, de météorites martiennes et d'achondrites. Les données sur ces échantillons sont reportées dans notre banque correspondant au site B.







Suivant la même logique d'interprétation de ces diagrammes, ces échantillons se rapprochent de ceux des komatiites et donc du pôle chondritique pour ce qui concerne le rapport Cr/Fe, et, au contraire, se situent au-delà des MORB pour ce qui concerne les rapports $(Ni/Fe)^{N}$ et $(Co/Fe)^{N}$. Dans le diagramme $(Th/Fe)^{N}$, vs , $(Sc/Fe)^{N}$, le positionnement des points représentatifs de ces échantillons est comparable à ce que l'on observe pour le chrome. On doit donc conclure que l'évolution des corps parents des échantillons lunaires ainsi que de ceux des achondrites et météorites martiennes n'est pas similaires à celle du manteau terrestre. Les différences constatées pour ces rapports (Cr/Fe)^N et (Ni/Fe)^N relativement au manteau terrestre semble être conforme à l'hypothèse que la Lune résulterait de la collision d'un objet extra-terrestre aux rapports Cr/Fe, Ni/Fe, Co/Fe faibles, tel celui des achondrites et de notre planète dont le manteau serait encore au stade de formation des komatilites, il y a 3,5 GA. Toutefois, comme ces propriétés sont également observées pour les météorites martiennes, à moins de retenir une hypothèse comparable évoquant une collision d'un objet extra-martien avec Mars, on doit également retenir l'hypothèse que tous ces objets puissent être formés à partir de corps parents hétérogènes.

Relevons enfin une dispersion significative des échantillons chondritique autour de CI. Tout cela permet de conclure que le manteau primitif de notre planéte n'était pas parfaitement homogène. Cette hétérogénéité persiste et évolue lors de la genèse des komatiites. L'homogénéisation du manteau n'interviendrait que par formation de

l'océan magmatique entre 3,0 et 2,5 GA. La cristallisation fractionnée de cet océan magmatique, provoquée par la forte diminution des radio-isotopes de vie relativement courte, tel U²³⁵ dont la concentration devient plus faible que celle de U²³⁸ à partir de 2,0 GA, interviendrait rapidement à partir de cette période. La zonation géochimique du manteau résultant de cette cristallisation fractionnée perdure en dépit du brassage mécanique induit par une convection fortement ralentie.

Toutes ces observations et hypothèses ne peuvent être confirmées et précisées que par une multiplication d'études quantitatives de séries basaltiques très bien documentées dans leurs contextes géotectoniques. La méthode proposée permet une identification quantitative des caractéristiques géochimiques des différents domaines mantelliques sources des séries magmatiques.

Au chapitre suivant nous fournirons le protocole détaillé de la méthode ainsi que son application à l'identification des grandes évolutions du manteau au cours des temps géologiques.

Chapitre V. - Détermination quantitative des caractéristiques géochimiques des différents domaines mantelliques sources des magmas basaltiques. Protocole appliqué à l'identification de l'évolution des principales caractéristiques du manteau au cours du temps.

V-1. - Méthode et protocole d'interprétation des résultats d'analyse sur roches totale des séries de roches basaltiques.

V-1.a - Le fer, élément de référence.

Pour une population d'échantillons identifiée dans son contexte géologique spécifique, la détermination des variabilités conduit à déterminer trois groupes principaux d'éléments :- le groupe des éléments de faible variabilité ; il comporte le fer et les éléments à caractère faiblement hygromagmaphile et lithophile tels scandium, sodium, terbium. – le groupe des éléments à forte variabilité comportant essentiellement les éléments fortement hygromagmaphiles tels Th, Ta, Hf, La. – un groupe intermédiaire composé des éléments fortement lithophiles, éléments de transition 3d, tels que Co, Ni, Cr. Le fer se distingue par une plus faible variabilité qui traduit un coefficient global de répartition D_{Fe} proche de 1. De plus, cet élément majeur est fortement "réfractaire" aux processus d'altération post-magmatiques. Il

offre ainsi une double référence, à la fois pour la représentativité des échantillons et pour l'identification des comportements relatifs des autres éléments.

Comme indiqué plus haut, sa faible variabilité autorise l'extrapolation linéaire de ses variations jusqu'à la source des magmas primaires en utilisant comme indice approché de la différenciation la forte variabilité d'un élément fortement hygromagmaphile tel Hf et Ta ou, et, celle du rapport $H^{**}/_{Ft}$ tel Hf/Co ou Ta/Co.

Comme montré précédemment, les diagrammes Fe, vs, (Hf, Ta) ou Fe, vs, $\frac{(Ta,Hf)}{Co}$; ainsi que Fe, vs, $\frac{1}{(Hf,Ta)}$); Fe, vs, $\frac{Co}{(Hf,Ta)}$ fournissent avec une bonne approximation les grandeurs Fe⁰ et D_{Fe}. Ces grandeurs sont ensuite vérifiées et précisées avec la poursuite du protocole que nous exposons.

V-1.a.1 - Détermination des grandeurs E^0 *et* D_E *des éléments faiblement hygromagmaphiles et de transition d, à l'aide des diagrammes* $\frac{H^*}{Fe}$, *vs*, $\frac{H^*}{E}$ *et* $\frac{Fe}{H^*}$, *vs*, $\frac{E}{H^*}$.

Le choix de l'élément H^{*} est guidé par la connaissance du comportement général des éléments hygromagmaphiles, et par le constat de leurs variabilités dans la population d'échantillons étudiée. Dans le diagramme $\frac{H^*}{Fe}$, *VS*, $\frac{H^*}{E}$, la dérivée au voisinage de zéro de la polynomiale d'ajustement des corrélations du type Y₀ = P₀ X² + K₀ X donne $\frac{E^0}{Fe^0}$ = K₀, soit E⁰ = K⁰ Fe⁰.

Dans le diagramme $\frac{Fe}{H^*}$, VS, $\frac{E}{H^*}$, la dérivée au voisinage de zéro de la polynomiale d'ajustement des corrélations du type Y_D = P_D X² + K_D X donne $\frac{D_E}{D_{Fe}}$ = K_D $\frac{E^0}{Fe^0}$ d'où D_E = K₀ K_D D_{Fe}.

Cette étape permet d'identifier 2 éléments supplémentaires de référence ; un élément intermédiaire entre le comportement du fer et celui des éléments hygromagmaphiles (généralement Sc, Tb et Yb), et un élément intermédiaire entre le fer et les éléments lithophiles (généralement Sc, Co). Ils vont permettre de quantifier les caractéristiques géochimiques de tous les éléments dans la série d'échantillons étudiée, et ce, relativement au fer seulement, tout en améliorant les conditions d'ajustement et d'extrapolation de la fonction polynomiale aux corrélations des données analytiques.

V-1.a.2 - Détermination des grandeurs H^0 et D_H des éléments hygromagmaphiles à l'aide des diagrammes H_{CO} , vs, H_R_{CO} et CO_H , vs,

 Co/H_R , $(H_R = Tb, Yb \text{ ou } Sc)$.

L'intérêt de ces diagrammes est de mieux satisfaire les conditions d'extrapolation à zéro de la polynomiale d'ajustement des corrélations et donc du calcul de sa dérivée au voisinage de 0 sur laquelle reposent les déterminations des concentrations H⁰ des éléments dans le domaine mantellique source des magmas étudiés, ainsi que des coefficients globaux de répartition solide/liquide lors de la fusion de ce domaine.

À l'aide des diagrammes ${}^{H}/{}_{CO}$, vs, ${}^{H_{R}}/{}_{CO}$, la dérivée de la fonction polynomiale d'ajustement $Y_{0} = P_{0} X^{2} + K_{0} X$ détermine ${}^{H_{0}}/{}_{H_{R}^{0}} = K_{0}$ et $H^{0} = K_{0}H_{R}^{0}$ ($H_{R}^{0} = Tb^{0}$, ou Yb^{0} , ou Sc^{0}) déterminé plus haut en fonction de Fe^{0} . A l'aide des diagrammes ${}^{CO}/{}_{H}$, vs, ${}^{CO}/{}_{H_{R}}$, la dérivée de la fonction polynomiale d'ajustement $Y_{D} = P_{D} X^{2} + K_{D} X$ détermine ${}^{D_{H}}/{}_{D_{H_{R}}} = K_{D} \frac{H^{0}}{H_{R}^{0}}$ soit D_{H} $= K_{0} K_{D}D_{H_{R}}$ avec ($D_{H_{R}} = D_{Tb}, D_{Yb}, D_{Sc}$)

déterminé plus haut en fonction de D_{Fe} .

V-1.a.3 - Détermination des taux de fusion du domaine mantellique source des magmas.

Le calcul précédent identifie les gradients des caractères hygromagmaphiles des différents éléments par les valeurs relatives de leurs coefficients globaux de répartition solide/liquide. Nous sélectionnons ainsi l'élément le plus fortement hygromagmaphile ($H_{**} = Th$, Ta, Hf, La en général) et, à l'aide de la formule (l10), nous calculons X_F^i et donc F^i pour chaque échantillon de la population étudiée ; soit :

$$X_{F}^{i} = \frac{\frac{H_{R}^{0}}{H_{**}^{0}} - \frac{H_{R}^{i}}{H_{**}^{0}}}{D_{H_{R}} x \frac{H_{R}^{i}}{H_{**}^{i}} - D_{H_{**}} x \frac{H_{R}^{0}}{H_{**}^{0}}} \text{ (I 10 bis)}$$
Les grandeurs $\frac{H_R^0}{H_{**}^0}$ et $\frac{D_{H_{**}}}{D_{H_R}}$ ne sont plus dépendantes du fer. Par contre les

valeurs D_{H_R} et $D_{H_{**}}$ sont calculées à partir de D_{H_R} et donc de D_{Fe} . A ce stade X_F^i et F^i n'ont donc de valeurs que relatives, puisque $\frac{D_{H_{**}}}{D_{H_R}} = K_R$ il s'en suit :

$$\begin{split} X_{F}^{i} &= \frac{\frac{H_{R}^{0}}{H_{**}^{0}} - \frac{H_{R}^{i}}{H_{**}^{0}}}{D_{H_{R}} \left\{ \! \frac{H_{R}^{i}}{H_{**}^{i}} \! - \! k_{R} \, x \frac{H_{R}^{0}}{H_{**}^{0}} \! \right\}} \\ D_{H_{R}} &= k_{Fe} \; D_{Fe} \; . \end{split}$$

Néanmoins, ces valeurs relatives de Fⁱ permettent de tester et de quantifier plus précisément le modèle, comme indiqué ci-dessous.

V-1.a.4 - Vérification et perfectionnement du modèle.

La loi (I3) de différenciation magmatique globale s'écrit :

(13 bis)
$$\frac{1}{C_E} = \left\{ \frac{D_E^F}{C_E^0} + \frac{1 - D_E^F}{C_E^0} \times F \right\} f^{(1 - D_E^F)}$$

Si, comme indiqué plus haut, on retient et on vérifie que $D_{Fe}^F \cong 1$, et en ayant sélectionné des échantillons basaltiques peu différenciés, le terme $f^{(1-D_E^F)} \cong 1$.

En traçant le diagramme 1/Fe, vs, F (F calculé ci-dessus), on doit obtenir une corrélation linéaire comme l'indique le schéma :

$$\frac{1}{Fe} = p. F + 0$$
 et $C_{Fe}^0 = \frac{1}{p+0}$ et $D_{Fe} = \frac{0}{p+0}$

La vérification de cette corrélation apporte une première vérification de la qualité de notre méthode et permet de préciser les grandeurs C_{Fe}^0 et D_{Fe} .

En reprenant le protocole avec ces valeurs de C_{Fe}^0 et D_{Fe} on redétermine toutes les grandeurs C_E^0 , D_E et F^i . Pour tous les éléments on trace les diagrammes $\frac{1}{C_E^i}$, vs, F ce qui permet de comparer les corrélations à la loi de fusion partielle calculée à partir des grandeurs C_E^0 et D_E déterminées précédemment.

Si la coïncidence entre la corrélation des valeurs de $({}^{1}/_{C_{E}^{i}})$ mesurées, vs, F et de la loi de fusion partielle représentée par la corrélation linéaire ${}^{1}/_{C_{E}^{t}}$, vs, F des valeurs ${}^{1}/_{C_{E}^{t}}$ calculées, cela atteste de la qualité du modèle pour chaque élément.

Pour chaque élément, en fonction de ses propriétés, la relation (l3 bis) peut être affectée par un degré de différenciation significatif (f significativement inférieur à 1) par des effets de cumulats de phénocristaux, ou par un degré d'altération post-magmatique poussé. La confrontation des corrélations des mesures avec le modèle autorise un réexamen de la qualité de l'échantillonnage ainsi qu'un perfectionnement des déterminations quantitatives des grandeurs C_E^0 , D_E et F par itération des calculs contrôlés par la qualité des corrélations.

Chapitre VI. - Les éléments en traces dans la sédimentogénèse : exploitation de leurs propriétés lithophiles et hydrophiles

VI-1. - Identification des éléments lithophiles et hydrophiles : illustration par l'étude du site MD92-1002 de l'océan Indien

Diagrammes E/E moyenne en fonction de l'âge.

Ces diagrammes permettent de visualiser le comportement différent des éléments mettant en évidence des variations autour de la moyenne. Ainsi par exemple. pour U, Th et Br, on observe des variations différentes. L'uranium et le thorium montrent une variation brutale vers 17000 ans, variation qui s'atténue progressivement jusqu'à une variation constante pour le Th alors que l'uranium montre d'autres épisodes de variation:





Quant au Br, on a un enrichissement progressif à partir de 15000 ans.



Comment expliquer ces variations et identifier les causes ?

Nous allons essayer de les expliquer par des lois de mélange. La géochimie des éléments en traces nous a enseigné le comportement différent des éléments suivant leurs caractères géochimiques, avec dans le domaine magmatique les caractères hygromagmaphile et compatible des éléments et dans le domaine supergène les caractères lithophile et hydrophile.

Ici nous allons donc prendre comme référence le comportement lithophile et hydrophile des éléments, les éléments lithophiles étant généralement aussi des éléments hygromagmaphiles. Ce sont ces éléments de référence qui nous serviront à

analyser les lois de variation de l'ensemble des éléments. Ceci ne nous dispense pas de vérifier dans chaque cas le caractère lithophile et hydrophile des éléments.

VI-1.a - Identification des éléments lithophiles et hydrophiles.

Pour cela on trace les corrélations entre éléments "moyennés". Rappelons que pour 2 éléments parfaitement lithophiles, la corrélation est une corrélation linéaire dont la droite de corrélation passe par l'origine et a une pente égale à 1.

Si en abscisse on prend l'élément le plus lithophile, les autres éléments ont un caractère d'autant moins lithophile que la pente de la droite diminue et que l'ordonnée à l'origine augmente. Sur cette base on peut établir pour une série de sédimentation bien identifiée un classement.

En se référant à ce qu'on connait déjà par des études sédimentaires antérieures, à savoir :

-Hf et Ta sont les éléments les plus lithophiles. Pour cette série Hf est plus lithophile que Ta car la pente est inférieure à 1 et l'ordonnée à l'origine est positive.



- Sr est l'élément le plus hydrophile



Nous avons reporté les différents éléments en fonction du Hf, on respecte l'ordre suivant :

 $Hf \cong Ta > Th > Rb > Cs.$ les lanthanides venant s'intercaler dans ce classement suivant les séries avec un caractère plus lithophile des lanthanides légers.

Cet exercice permet d'autre part de distinguer plusieurs séries de "sédimentation" qui sont identifiées en confrontant ces corrélations à la chronologie : exemple du Br qui montre 2 "séries" de sédimentation, l'une avec un caractère lithophile, l'autre avec un caractère hydrophile.



- Identification des sources des matériaux détritiques.

Une source est caractérisée par la constance des rapports des éléments les plus fortement lithophiles, à savoir Ta/Hf, Th/La, Th/Hf, Th/Ta, Rb/Cs et ayant des caractères lithophiles proches afin de s'affranchir du fractionnement important de ces éléments au cours de la sédimentation (fractionnement qui risque de se produire lorsque la sédimentation fait intervenir une proportion très faible de phases détritiques ($\alpha << 1$).

Exemple : Th/Ta versus Ta/Hf : 2 sources (au moins), possiblement une 3éme



Cs/Rb versus Ta/Hf : on retrouve 3 sources au moins.



2 sources au moins sont confirmées par d'autres diagrammes : Tb/Yb ; Ce/La





VI-1.b - Identification des séquences de sédimentation.

Quand on regarde les rapports des éléments lithophiles d'une part et les rapports des éléments hydrophiles - lithophiles d'autre part, et enfin leur relation avec la chronologie, on détermine des séquences sédimentaires et leurs pôles de mélange. Ces pôles de mélange peuvent être les matériaux sources des apports détritiques ainsi que les ensembles des phases précipitées.

Exemple : diagramme Br/Hf versus Ta/Hf où l'on fait intervenir les rapports des éléments lithophiles et hydrophiles , et en confrontant à la chronologie.



On fait apparaître 4 séquences sédimentaires :

- la séquence ancienne (de 18370 à 16850 années) dont le rapport Ta/Hf varie entre 0.27 – 0.33.
- la séquence (de 16843 à 14670 années) où intervient ponctuellement une source extrêmement différente qui se mélange à la source ancienne. Ta/Hf varie de 0.33 à 0.55 et la composition du pôle contaminant Ta/Hf est de 0.55.
- une séquence postérieure à cet événement (de 14164 à 9318 années) dont les rapports Ta/Hf s'étalent entre 0.25 et 0.35.
- enfin une séquence récente (de 8956 à 415 ans) qui est caractérisée par un rapport Ta/Hf assez constant autour de 0.35 et dont le rapport Br/Hf varie fortement. Ces variations n'impliquent pas d'intervention d'un pôle contaminant.

VI-1.c - Étude quantitative des séquences sédimentaires à travers l'application des lois de mélange.

Cette analyse quantitative permet de calculer :

- d'une part les α c'est-à-dire les proportions des pôles de mélange.
- d'autre part la composition de ces pôles de mélange.

On admet simplement que ces pôles sont caractérisées par les abondances relatives de l'élément le plus lithophile (Hf ou Ta) et de l'élément le plus hydrophile (Sr). On détermine α .

Une séquence sédimentaire est représentée par une loi de mélange entre 2 pôles, soit 2 pôles représentatifs des phases détritiques (séquence pour l'essentiel constituée de 2 ensembles de phases détritiques), soit d'un pôle représentatif d'un ensemble de phases détritiques et d'un pôle représentatif de l'ensemble des phases précipitées.

Une fois qu'on a déterminé les alphas, on peut déterminer par extrapolation ($\alpha = 0$ et $\alpha = 1$) la composition des pôles de mélange. Les pôles des phases détritiques ont des rapports Sr/Hf relativement faibles, le pôle des phases précipitées a un rapport Sr/Hf élevé.

VI-1.d - Conséquences géodynamiques et paléogéographiques: diagrammeSr/Hf versusTa/Hf



Sous réserve de calcul de phases, on a une période ancienne dont la source des apports détritiques est sensiblement constante avec un rapport Ta/Hf autour de 0.27.

Cette source est brutalement modifiée par apport d'une source intense et ponctuelle dont le rapport Ta/Hf égal à 0.55, avec un mélange qui se traduit par une atténuation de cet impact et qui stabilise une nouvelle source des matériaux détritiques à une composition moyenne à Ta/Hf comprise entre 0.30 et 0.35. Cette source alimente alors le bassin sédimentaire dont la composition des sédiments est déterminée par la proportion de ces apports détritiques et de celle de l'ensemble des phases précipitées avec une séquence intermédiaire.

Chapitre VII. - 7 Erosion continentale et géochimie des sédiments marins : héritage et empreintes des paléoenvironnements. Hypothèses et ébauche d'un modèle simplificateur

L'analyse des distributions relatives des éléments en traces dans les carottes sédimentaires fait apparaître des régularités et des corrélations dont il est difficile de rendre compte par la chimie complexe des solutions. (cf résultats obtenus soulignant à la fois les corrélations avec les rapports isotopiques de l'oxygène et le fort héritage des sources continentales).

Ces distributions sont par contre éclairées par l'observation des mécanismes de transfert des éléments dans les eaux continentales et du rôle prépondérant des phases colloïdales.

Nous formulons <u>l'hypothèse que la stabilité de ces phases colloïdales assure le</u> <u>transfert dans les sédiments d'une part prépondérante du codage géochimique induit</u> <u>par l'érosion continentale</u>.

Ceci conduit à classer les éléments par référence à deux populations extrêmes :

- 4. <u>les éléments fortement lithophiles</u>, totalement inertes au cours de l'érosion continentales (Ta, Hf sont les meilleurs représentants, des éléments systématiquement analysés dans cette étude.
- 5. <u>les éléments fortement hygrophiles</u>, fortement solubles au cours de l'érosion continentale. Ba, Br sont les meilleurs représentants ; ils ont aussi été systématiquement analysés dans cette étude.

Nous limiterons ici notre analyse à l'établissement et à l'expression d'un <u>simple bilan</u> <u>de masse</u> pour chaque élément i contenu dans une masse continentale soumise à l'érosion.

Soient $M^0 M^\circ$ la masse initiale de ce bloc continental et **m** la masse de l'élément **i** dont la concentration initiale dans le solide est donc égale à $C_i^0 = \frac{m_1^0}{M^0} \cdot m$:

A un instant **t** nous décrivons le système par :

- une masse **M^s** de solide résiduel faiblement altéré.
- une masse **M**^L ayant percolée à travers ce bloc continental.
- une masse M de phases néoformées au cours de l'altération et qui seront transportées en milieu sédimentaire lors d'une phase d'érosion intense à cet instant t.

Nous considérons en première approximation que $M = M^{0} - M^{s}$

Nous désignons par **q** le taux d'érosion **q** = $\frac{M^0 - M^s}{M^0}$,

soit :

$$M^{0} - M^{S} = M = q M^{o}$$
$$M^{0} - M^{S} = q M^{0}$$
$$M^{S} = M^{0} (1-q).$$

Nous désignons par F la proportion relative à la masse continentale initiale d'eau ayant percolé le système et provoqué l'altération, soit $\mathbf{F} = \frac{\mathbf{M}^{L}}{\mathbf{M}^{0}}$

Soit C_i^L la concentration de l'élément i dans la solution à la sortie du système, concentration que nous supposons constante dans l'intervalle $t^0 - t$ et fixée par les conditions physico-chimiques de l'altération par l'environnement géographique.

La masse de l'élément i ainsi lessivé dans cet intervalle est égale à $m_i^L = C_i^L M^L$.

Dans la masse totale des phases néoformées **M**, la masse résiduelle de l'élément **i** est égale à **m**_i et sa concentration moyenne est **C**_i = $\frac{m_i}{M}$.

Dans le solide résiduel de masse M^s la concentration de l'élément i est égale à $C_i^S = \frac{m_i^S}{M^S}$.

A cet instant **t**, nous considérons qu'un processus d'érosion intense véhicule les phases néoformées vers le bassin de sédimentation. Le bilan de masse pour l'élément **i** s'écrit :

$M_i^0 = m_i^S m_i^L m_i m$

 m_i^0 = masse de l'élément i dans le bloc continental initial : $m_i^0 = C_i^0 M^0$.

 \mathbf{m}_{i}^{S} = masse de l'élément i dans le solide résiduel $\mathbf{m}_{i}^{S} = \mathbf{C}_{i}^{S} \mathbf{M}^{S}$.

 m_i^L = masse totale de l'élément ayant passé en solution m_i^L = $C_i^S M^S$ = $\ C_i^L F M^0$

 m_2 = masse de l'élément *i* présent dans la masse **M** de la totalité des phases néoformées en milieu continental et transférées dans le bassin de sédimentation.

$$\mathbf{m}_{\mathbf{i}} = \mathbf{C}_{\mathbf{i}}\mathbf{M} = \mathbf{C}_{\mathbf{i}}[\mathbf{q},\mathbf{M}^{\mathbf{0}}]$$

Nous considérons que dans le solide résiduel non altéré $C_i^S \cong C_i^0$, d'où

$$\mathbf{m}_{i}^{S} = \mathbf{C}_{i}^{0}\mathbf{M}^{S} = \mathbf{C}_{i}^{0}\mathbf{M}^{0}(1-q).$$

En reportant dans l'expression du bilan de masse, on obtient :

$$C_i^0 M^0 = C_i^0 M^0 (1 - q) + C_i^L F M^0 + C_i [q, M^0]$$

Nous définissons un <u>coefficient global de répartition D_i de l'élément i</u> entre le liquide qui altère et la roche soumise à l'altération, tel que :

$$\mathsf{D}_{i} = \frac{\mathsf{C}_{i}^{\mathsf{L}}}{\mathsf{C}_{i}^{\mathsf{0}}} \mathsf{d}' \mathsf{o} \mathsf{u} \ \mathsf{C}_{i}^{\mathsf{L}} = \mathbf{D}_{i} \mathsf{C}_{i}^{\mathsf{0}}.$$

En reportant dans le bilan de masse, il vient :

$$C_i^0 = C_i^0 - qC_i^0 + D_i F C_i^0 + q C_i$$

d'où: $C_i = C_i^0 (1 - D_i \frac{F}{q})$

Désignons $\frac{F}{q} = \frac{1}{p}$ qui représente le rapport entre la quantité d'eau ayant percolé la masse rocheuse et la quantité relative de phases néoformées. <u>p mesure donc le rendement de l'altération ou l'efficacité du processus d'altération.</u> Il vient donc :

$$\mathbf{C}_i = \mathbf{C}_i^0 \, \left(1 - \frac{\mathbf{D}_i}{\mathbf{p}} \right)$$

Si à l'instant t un processus rapide d'érosion transporte les phases néoformées dans le bassin sédimentaire, les <u>phases détritiques</u> auront donc une composition donnée par la formule ci-dessus.

On fait l'hypothèse que les <u>phases colloïdales</u> issues de ces néoformations vont également rapidement sédimenter et fixeront dans les sédiments une composition identique, à l'exception des éléments fortement solubles dont le temps de séjour en solution les écartera plus ou moins de cette relation simple dans les sédiments.

Rappelons :

Ci est la composition de l'élément i dans les phases détritiques et colloïdales.

 C_i^0 est la concentration de i dans la masse continentale non altérée.

D_i est le coefficient de répartition de l'élément i entre les eaux continentales qui altèrent et la masse continentale soumise à l'altération.

P est le rendement du processus d'altération.

Remarques.

Si la quantité $\frac{D_i}{p} \prec \downarrow 1 \rightarrow C_i = C_i^0$, cela suppose D_i très petit (<u>élément fortement</u> <u>lithophile</u>) et p assez grand (rendement de l'altération élevé).

Si la quantité $\frac{D_i}{p} >> 1 \rightarrow C_i = \frac{D_i}{p} C_i^0$, cela suppose D_i élevé (<u>élément fortement</u> <u>hygromagmaphile</u>) et p petit (rendement faible de l'altération).

D'une manière générale, ce facteur $\frac{D_i}{p}$ conditionne le fractionnement des éléments dans les phases néoformées, et il est pratiquement impossible de déterminer le <u>degré d'héritage</u> à partir des seules concentrations des éléments.

Il est possible de simplifier le décodage de cette information géochimique en considérant les <u>rapports des éléments</u>.

Pour deux éléments i et j, nous avons : $\frac{C_j}{C_i} = \frac{C_j^0}{C_i^0} \{ \frac{1 - \frac{D_j}{p}}{1 - \frac{D_i}{p}} \}$

ou encore : $\frac{C_j}{C_i} = \frac{C_j^0 - \frac{D_j}{p}C_j^0}{C_i^0 - \frac{D_i}{p}C_i^0}.$

Nous vérifions :

- 1. Si $\frac{D_j}{p}$ et $\frac{D_j}{p} \ll 1$, éléments fortement lithophiles, : $\frac{C_j}{C_i} = \frac{C_j^0}{C_i^0}$.
- 2. Si $\mathbf{D}_{i} = \mathbf{D}_{j}$, éléments de propriétés identiques, $\frac{\mathbf{C}_{j}}{\mathbf{C}_{i}} = \frac{\mathbf{C}_{j}^{v}}{\mathbf{C}_{i}^{0}}$.
- 3. Si $\frac{D_j}{p}$ et $\frac{D_j}{p} >> 1$, , éléments fortement hygromagmaphiles et faible rendement d'altération : $\frac{C_j}{C_i} = \frac{C_j^0}{C_i^0} \frac{D_j}{D_i}$, le fractionnement ne dépend que du rapport de leurs coefficients de fractionnement.

Nous avons aussi $\text{Log} \frac{C_j}{C_i} = \text{Log} \frac{C_j^0}{C_i^0} + \text{Log} \frac{(1-\frac{D_j}{p})}{(1-\frac{D_i}{p})}$, cette relation sera linéaire en fonction

de **p**, si les coefficients de répartition sont constants au cours du processus.

Dans le but de tester ce modèle, il convient de trouver des relations simples permettant une représentation analogique discriminante et fiable.

a. Nous pendrons, comme référence, un élément <u>d</u> fortement lithophile, pour lequel nous admettons $\frac{D_d}{p} \ll 1$, d'où $\frac{C_i}{C_d} = \frac{C_i^0}{C_d^0} (1 - \frac{D_i}{p})$

Ou encore
$$\frac{C_i}{C_d} = \frac{C_i^0}{C_d^0} \frac{D_i}{p} \frac{C_i^0}{C_d^0}$$
, ou encore $\frac{(C_i - C_d)}{C_d} = \frac{(C_i^0 - C_d^0)}{C_d^0} - D_i \frac{C_i^0}{C_d^0} \left(\frac{1}{p}\right)$.

b. Si D_i = constance, la relation est linéaire en fonction de $\frac{1}{p}$.

Considérons un élément fortement hygrophile.

$$C_* = C_*^0 - \frac{D_*}{p} C_*^0$$
$$\frac{D_*}{p} = \frac{(C_*^0 - C_*)}{C_*^0} \text{ et } \mathbf{p} = \frac{(D_* C_*^0)}{(C_*^0 - C_*)}$$

On reporte dans la formule précédente de l'élément lithophile, et il vient :

$$\frac{(C_i - C_d)}{C_d} = \left(\frac{C_i^0 - C_d^0}{C_d^0}\right) - \frac{D_i C_i^0 (C_*^0 D_*)}{C_d^0 (C_*^0 - C_*)} \text{ ou } \frac{(C_i - C_d)}{C_d} = \left(\frac{C_i^0 - C_d^0}{C_d^0}\right) - \left\{\frac{D_i D_* C_i^0 C_*^0}{C_d^0}\right\} \left\{\frac{1}{C_*^0 - C_*}\right\}$$

Cette expression peut s'écrire :

$$\frac{(c_i - c_d)}{c_d} = \left(\frac{c_i^0 - c_d^0}{c_d^0}\right) - K_{i,*,d} \frac{1}{c_*^0 - c_*}$$

Il s'agit donc d'une relation linéaire en fonction de l'inverse de la concentration <u>d'un</u> <u>élément fortement hygrophile</u>. Ceci suppose une constante des coefficients de répartition, une constance de la composition du socle continental. La seule variation tient à celle de l'environnement géographique, donc de la température et de la pluviométrie essentiellement.

Des formulations comparables permettent de tester ce modèle.

Exemple :
$$C_i = C_i^0 - \frac{D_i C_i^0}{p} = C_i^0 - \left\{ \frac{D_i C_i^0 (C_*^0 - C_*)}{D_* C_*^0} \right\}$$

 $C_i = C_i^0 - \frac{D_i C_i^0}{D_* C_*^0} + \frac{D_i C_i^0}{D_* C_*^0} C_*$
 $C_i = \frac{C_i^0 (D_* C_*^0 - D_i)}{C_*^0 D_*} + \frac{D_i C_i^0}{D_* C_*^0} C_*$

Relation linéaire qui peut s'écrire aussi :

$$\frac{C_i - C_*}{C_*} = \frac{D_i C_i^0 - D_* C_*^0}{D_* C_*^0} + C_i^0 \left(\frac{D_* C_*^0 - D_i}{D_* C_*^0}\right) \frac{1}{C_*} \text{ ou encore} : \frac{C_i - C_*}{C_*} = \frac{C_i^0 (D_* C_*^0 - D_i)}{D_* C_*^0 C_d^0} + \frac{D_i C_i^0 - D_* C_*^0}{D_* C_*^0 C_d^0} C_*$$

Remarquons que, lorsque \mathbf{D}_{i} est également petit, on a :

$$\frac{\mathsf{C}_{\mathsf{i}}-\mathsf{C}_{*}}{\mathsf{C}_{*}} \approx \frac{C_{i}^{0}}{C_{d}^{0}} - \frac{1}{C_{d}^{0}} \boldsymbol{C}_{*}$$

Si i et d sont lithophiles, on doit vérifier :



Exemple :
$$\frac{\mathbf{E_{i-Ba}}}{\mathbf{Ta}}$$

Identification et modélisation de leurs distributions dans les séquences sédimentaires. Implications géotectoniques et paléogéographiques. Exemples des sédiments cénozoïques de l'Océan Indien.

Dans le prolongement de nos travaux antérieurs de géochimie des roches magmatiques, nous proposons une méthode de géochimie comparée des éléments en traces dans les formations sédimentaires. Cette méthode est fondée sur la mise en évidence et l'interprétation des corrélations entre éléments analysés sur roche totale par activation neutronique et spectrométrie γ au laboratoire Pierre Süe à Saclay. Par un protocole purement instrumental et multiélémentaire, éliminant les effets de matrice et les interférences grâce aux propriétés des neutrons et des photons γ , les causes d'incertitudes sur les rapports des concentrations des éléments sont limitées aux seules qualités de l'échantillonnage.

L'exploitation, par la même équipe, des équipements spécifiques, hautement performants et spécialisés du laboratoire Pierre Süe depuis sa création à la fin des années 1960, ajoute aux performances de justesse de la technique la fiabilité et la reproductibilité dans le temps de résultats analytiques obtenus sur un très grand nombre d'échantillons. Sur ces bases fondamentales peut être assurée la qualité des observations et des corrélations qui fondent notre analyse des comportements relatifs des éléments au cours de la pétrogenèse.

L'autre aspect fondamental de notre méthode tient à la nécessité de la rendre indépendante des spéculations des autres méthodes d'investigation au-delà des

observations de terrain et des spécificités de l'échantillonnage. La confrontation pertinente et fructueuse des conclusions des différentes méthodes impose cette nécessité. Les analyses effectuées sur roche totale répondent à ce souci de s'affranchir de la minéralogie pour ne faire appel qu'aux seules propriétés chimiques des éléments dans l'interprétation de leurs corrélations. La mémoire chimique d'une roche ne peut pas se restreindre à l'expression minéralogique des éléments à un instant donné de son histoire.

La mémoire géochimique d'une roche sédimentaire est complexe. Une grande partie est héritée des contextes magmatiques et tectoniques antérieurs de son bassin sédimentaire. Une autre partie est liée aux propriétés de son environnement au moment du dépôt. Les succès de la géochimie isotopique tiennent à ses possibilités d'établir des relations univoques entre des paramètres isotopiques et certaines variables spécifiques qui contrôlent la sédimentogenèse. La situation est beaucoup plus délicate et confuse pour ce qui concerne la géochimie des éléments en traces dont les distributions sont influencées par de nombreux paramètres. La mise au point d'une méthode imposait le choix d'un contexte et d'échantillons ayant fait l'objet d'investigations diversifiées et approfondies conduites par différentes équipes internationales. A l'initiative de C.J. Allègre et de son équipe du laboratoire de Géochimie et Cosmochimie de l'IPGP, nous avons retenu les échantillons de nombreux carottages du plancher océanique de l'Océan Indien enregistreur d'une Géodynamique très active et diversifiée du Crétacé jusqu'à l'époque actuelle. Ces carottages ont été effectués lors de différentes missions O.D.P., (oceanic drilling project) et du Marion Dufresnes. Près de 2000 échantillons, correspondant à 12 sites de carottage, ont été analysés. La présentation de ces échantillons sera effectuée dans la partie consacrée à l'application de la méthode

VII-1. - Exposé de la méthode.

VII-1.a - I : Principes.

Nous considérons que les abondances et distributions relatives des éléments dans les échantillons de roche totale sont déterminées par les gradients de leurs propriétés chimiques respectives. Ces propriétés chimiques sont conservatives et agissent en accompagnement des processus pétrologiques et en fonction des paramètres qui contrôlent ces processus tout au long de l'histoire géologique des échantillons.

Ce codage de la mémoire chimique totale a pour support la totalité de la roche et non telle ou telle phase spécifique enregistreur à un instant donné, d'un mécanisme réactionnel particulier.

De même, si la concentration totale d'un élément peut être plus ou moins amplifiée par réaction spécifique à l'un des paramètres pétrologiques, les concentrations

relatives des différents éléments demeurent en permanence sous l'influence de leurs propriétés chimiques relatives. Le codage chimique des transformations pétrologiques successives est donc enregistré par les distributions relatives des éléments et donc par leurs corrélations dans la roche totale.

La pertinence et la fiabilité du décodage reposent donc sur la qualité et la diversité des corrélations établies dans des populations cohérentes d'échantillons. Ce dialogue entre l'échantillonnage et l'analyse procède d'une méthode d'observation qui ne peut pas être contrainte par un souci d'économie du nombre d'échantillons et du nombre d'analyses. Seule l'identification de systèmes modèles qui procède de ce qui précède permet de dépasser ce stade et de parvenir à une adéquation plus directe et plus précise entre le pas d'échantillonnage et les constantes de temps des phénomènes.

L'observation et l'analyse sans références et sans guide de la pensée n'aboutiraient qu'à un empilement de faits et de données. Le modèle que nous proposons procède de simplifications capables d'éclairer les distributions des éléments sans avoir à faire appel à des lois physico-chimiques élaborées mais complexes et que nous serions dans l'incapacité de pouvoir identifier. Ces simplifications font appel à de <u>simples</u> <u>bilans de masses</u> des phénomènes géologiques majeurs gouvernant la sédimentigenèse. Nous nous appuyons ensuite sur les <u>propriétés géochimiques</u> <u>remarquables des éléments hygromagmaphiles et lithophiles</u> pour tester et quantifier ces bilans de masse.

Nous accordons le qualificatif "hygromagmaphile" à des éléments dont les distributions dans le manteau et la croûte terrestres sont contrôlées par leurs fortes affinités pour les fluides silicatés ségrégués par les processus magmatiques. Ces affinités sont quantifiées par des coefficients globaux de répartition phases solides/ phases silicatées fluides inférieurs à l'unité (De << 1). Nous accordons le qualificatif "lithophile" ou "hydrophobe" à des éléments qui, au contraire, lors de l'altération supergène de la croûte terrestre, sont caractérisés par une très faible affinité pour les solutions aqueuses qui altèrent les roches. Il en découle une concentration de ces éléments dans l'ensemble des phases solides résiduelles de l'altération. Nous quantifions cette affinité par un coefficient global de répartition phase aqueuse / phases solides, soit $K_{e} \ll 1$. Le choix de la définition de K_{e} (liquide/solide) répond au souci de simplification de la formulation des bilans de masse. Nos travaux antérieurs et les données de la littérature conduisent à rechercher ces éléments hygromagmaphiles et lithophiles dans la familles des éléments de transition interne, dont les couples Zr-Hf et Nb-Ta sont les représentants les plus fiables. De ces coefficients globaux de répartition (D_e) et (K_e) << 1, découlent des simplifications à attendre des expressions des lois de bilan de masse qui permettent d'identifier et de tester quantitativement les modèles.

Nous allons donc exprimer les bilans de masse des éléments d'un modèle sédimentogéochimique très simplifié prenant en compte les caractéristiques de la, ou des sources de l'alimentation du milieu de dépôt d'une part et, d'autre part, les caractéristiques du milieu aqueux de dépôt du bassin sédimentaire. Nous considérerons que les caractéristiques des sources sont héritées des processus de différenciation croûte/manteau et intra-crustales antérieures ou synchrones de l'évolution du bassin. Nous considérerons que les propriétés des dépôts dépendent ensuite des conditions d'altération du ou des domaines sources qui conditionnent les transferts des éléments sous forme dissoute ou colloïdale très fine (éléments hydrophiles) et sous forme particulaire (éléments hydrophobes et lithophiles), ainsi que des bilans de la précipitation des espèces insolubles ou de l'activité biologique dans l'eau du bassin sédimentaire. Les bilans de masse expriment les lois de mélange des dépôts de l'ensemble des phases détritiques et de l'ensemble des phases précipitées issues de ces transformations tectoniques et paléogéographiques.

VII-2. - Établissement du modèle

VII-2.a - Prise en compte de la composition et des hétérogénéités du domaine source des apports élémentaires dans le bassin.

Nous désignons par :

 C_e^0 la concentration d'un élément e dans le domaine primaire (mantellique ou continental) à partir duquel s'est individualisé le domaine source des éléments dans le bassin sédimentaire.

 C_e^s la concentration de l'élément dans le domaine source dont l'individualisation résulte de la différenciation du domaine primaire suivant un processus (fusion fractionnée, cristallisation fractionnée, anatexie,...) s'effectuant en milieu ouvert permettant l'extraction, obéissant à une loi de Rayleigh, soit : $C_e^s = C_e^0 \ F^{(D_e - 1)}$, D_e est le coefficient global de répartition de l'élément e entre la phase fluide extraite et la masse solide résiduelle.

Si M° est la masse totale du domaine primaire et M° est la masse extraite lors de la différenciation, $F = M^{\circ}/M^{\circ}$. Si plusieurs fractions j sont extraites de cette différenciation, il peut en résulter un domaine hétérogène dont la composition globale peut s'écrire :

$$C_e^S = \sum_j \, \beta_j \, C_e^{Sj} = C_e^0 \sum_j \, \beta_j \, F_j^{(D_e-1)}$$

composition susceptible d'être modifiée par l'intrusion postérieure à la différenciation et étrangère au domaine primaire, si sa composition $C_e^s \neq C_e^s$.

Le rapport des concentrations de deux éléments 1 et 2 s'écrit donc :

$$\frac{C_1^S}{C_2^S} = \frac{C_1^0}{C_2^0} \frac{\sum_j \beta_j F_j^{(D_1 - 1)}}{\sum_j \beta_j F_j^{(D_2 - 1)}}$$

Nous nous intéressons maintenant à <u>deux éléments fortement hygromagmaphile</u>s désignés par 1** et 2**, (D_{1**} et D_{2**}) << 1.

Dans chaque fraction j nous avons : $\frac{C_{1^{**}}^{Sj}}{C_{2^{**}}^{Sj}} = \frac{C_{1^{**}}^{0}}{C_{2^{**}}^{0}} F_{j}^{(D_{1^{**}} - D_{2^{**}})} \approx \frac{C_{1^{**}}^{0}}{C_{2^{**}}^{0}}$

La loi de mélange des différentes fractions est donc ramenée à la relation simple

$$(A_{R^{**}}^{S}) \qquad \frac{c_{1^{**}}^{S}}{c_{2^{**}}^{S}} \approx \frac{c_{1^{**}}^{0}}{c_{2^{**}}^{0}}.$$

Dans un domaine source S issu de la différenciation d'un même domaine primaire, on peut considérer que le rapport des concentrations de deux éléments fortement hygromagmaphiles est globalement constant à l'échelle de la source si son hétérogénéité n'est pas affectée par une intrusion étrangère à la différenciation initiale du domaine primaire.

Une telle situation doit être celle d'un bassin sédimentaire évoluant dans un contexte géotectonique stable.

VII-2.b - Prise en compte de l'altération continentale du domaine source.

Le processus d'altération par des eaux continentales évolue en milieu ouvert et provoque un partage des éléments entre la phase aqueuse et les phases solides résiduelles, il se prolonge au cours du transport des phases particulaires. Le bilan global peut être également exprimé par une <u>loi de distillation de Rayleigh</u> intégrant les <u>coefficients globaux de répartition</u> K_e les éléments, mesurant leurs affinités et donc le rendement de leur partage entre phase aqueuse et l'ensemble des phases solides résiduelles.

Nous définissons K_e tel que $K_e = \frac{C_e^L}{C_e^D}$;

 C_e^L et C_e^D expriment les concentrations massiques de l'élément respectivement dans la phase aqueuse et dans l'ensemble des phases solides et particulaires résiduelles au cours de l'altération, y compris pendant le transport des phases particulaires.

Pour un <u>élément hydrophile $K_e > 1$ </u>.

Pour un élément <u>hydrophobe</u> ou <u>lithophile</u> $K_e < 1$.

Pour un <u>élément hygromagmaphile et lithophil</u>e $D_e < 1$ et $K_e < 1$.

la loi de Rayleigh s'écrit :

$$C_e^D = C_e^S * f^{(Ke-1)}$$

où C_e^D et C_e^S expriment les concentrations de l'élément e respectivement dans l'ensemble des phases résiduelles et dans le domaine source non altéré.

f mesure le degré d'avancement de l'altération par la relation : $\mathbf{f} = \frac{\mathbf{M}^{S} - \mathbf{M}^{D}}{\mathbf{M}^{S}}$ où \mathbf{M}^{S} et \mathbf{M}^{D} représentent les masses du domaine source avant et au cours du processus d'altération.

Remarquons que f = 0 quand $M^{D} = M^{S}$ (altération totale) et f = 1 quand $M^{D} = 0$ (début de l'altération).

D'après la définition de $\rm K_e$, nous avons C_e^L = K_e C_e^D = K_e C_e^S $f^{(Ke-1)}$

Pour un <u>élément fortement lithophile</u> (K_{e**} << 1), $C_{e^{**}}^D \approx \frac{C_{e^{**}}^S}{f}$ et $C_{e^{**}}^D \approx 0$. Quand f = 1, $C_{e^{**}}^D = C_{e^{**}}^S$ et quand f $\rightarrow 0$, $C_{e^{**}}^D \rightarrow \infty$.

Pour un <u>élément fortement hydrophile</u> ($K_{e h} >> 1$), quand f=1 $C_{e^{**}}^{D} = C_{eh}^{S}$ et quand f $\rightarrow 0, C_{eh}^{D} \rightarrow 0$.

Si le domaine source est hétérogène et comporte différentes portions J issues de la différenciation du même domaine primaire, la loi de Rayleigh s'applique à chaque portion et le produit global de la différenciation et de l'altération s'écrit :

$$C_e^D = C_e^0 \sum_j \beta_j F_j^{(De-1)} f_i^{(Ke-1)}$$
 (B)

en admettant que le même degré d'altération fi s'applique à chaque portion j.

Le rapport des concentrations de deux éléments 1 et 2 s'écrit donc :

$$\frac{C_1^D}{C_2^D} = \frac{C_1^0}{C_2^0} \frac{\sum \beta_j \ F_j^{(D1-1)} \ f_i^{(k1-1)}}{\sum \beta_j \ F_j^{(D2-1)} \ f_i^{(k2-1)}}$$

Si nous considérons le rapport de <u>deux éléments fortement hygromagmatiques et</u> <u>lithophiles (De**<< 1 et Ke** << 1)</u>, nous avons : $\frac{C_{1**}^D}{C_{2**}^D} \approx \frac{C_{1**}^0}{C_{2**}^0}$ (B_{R**})

Si, il existe deux éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles dans le domaine source, on doit s'attendre à ce que leur rapport dans l'ensemble des phases solides résiduelles de l'altération demeure constant et égal à leur rapport dans le domaine primaire.

VII-2.c - Prise en compte de la sédimentation.

Lors du dépôt s'effectue le mélange entre l'ensemble des phases détritiques et l'ensemble des phases précipitées à partir de l'eau du bassin sédimentaire. Nous désignons par C_e^d et C_e^p les concentrations de l'élément e respectivement dans

chacun de ces deux ensembles. La concentration C_e^m de l'ensemble dans le sédiment est déterminée par la loi de mélange $C_e^m = \alpha C_e^d + (1-\alpha) C_e^p$

où α représente la fraction de l'ensemble des phases détritiques dans le sédiment, **(1** – α) la fraction de l'ensemble des phases précipitées. Dans cet ensemble des phases précipitées nous intégrons aussi les produits de l'activité biologique.

Nous considérons donc $C_e^d = C_e^D$ et nous admettons que dans l'ensemble des phases précipitées, la concentration de l'élément est proportionnelle à la quantité de l'élément importée par la solution d'altération. Les <u>éléments hydrophiles</u> pour les eaux continentales ont entraînés par les phases insolubles dans les eaux du bassin et nous écrirons : $C_{eh}^p = k_{eh} C_{eh}^L (k_{eh} > 1)$.

Les <u>éléments lithophiles</u> restent fixés aux phases particulaires, on doit néanmoins considérer que dans les eaux du bassin une partie est entraînée dans l'ensemble des phases précipitées, ne serait ce que par floculation des fines particules colloïdales qui résultent de l'altération très poussée des particules solides. Nous écrirons également :

$$C_{e^{**}}^p = k_{e^{**}} C_{e^{**}}^L (k_{e^{**}} < 1).$$

D'une manière générale nous avons donc :

$$C_{e}^{p} = k_{e} K_{e} C_{e}^{D} = k_{e} K_{e} C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)}$$
$$C_{e}^{d} = C_{e}^{D} = C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)}$$

La loi de mélange de ces deux ensembles s'écrit donc :

$$C_{e}^{m} = \alpha C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)} + (1-\alpha) k_{e} K_{e} C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)}$$

Soit encore

$$C_{e}^{m} = k_{e} K_{e} C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)} + [(1-k_{e} K_{e}) C_{e}^{0} \sum_{j} \beta_{j} F_{j}^{(De-1)} f_{i}^{(Ke-1)}] \alpha (M_{e})$$

A partir d'un modèle sédimentologique très simplifié, nous parvenons à exprimer une loi de bilan de masse qui détermine la concentration d'un élément quelconque e dans la roche sédimentaire. Cette concentration est une fonction complexe de nombreux paramètres dont il est a priori très difficile de déterminer les contributions respectives. Cette relation va néanmoins constituer une référence pour effectuer l'analyse de systèmes réels. <u>Par souci de clarification, cette référence sera limitée au</u> <u>cas d'un bassin sédimentaire alimenté par un domaine source homogène.</u>

La relation \mathbf{M}_{e} se ramène donc à :

$$C_e^m = k_e \; K_e \; C_e^0 \; F_j^{(De-1)} \; f_i^{(Ke-1)} + \left[(1 - k_e \; K_e) \; C_e^0 \; F_j^{(De-1)} \; f_i^{(Ke-1)} \right] \alpha \; \; (M_e^0)$$

Ce sont les propriétés remarquables des <u>éléments fortement hygromagmaphiles et</u> <u>lithophiles</u> qui nous permettent de tester concrètement ce modèle et d'interpréter les distributions relatives des éléments dans les séquences sédimentaires. Cette association des deux propriérés, hygromagmaphile + lithophile, est une <u>condition</u> <u>strictement nécessaire, elle est suffisante à condition de pouvoir identifier ces</u> <u>éléments par leurs corrélations qui découlent de leurs propriétés dans chaque</u> <u>séquence sédimentaire étudiée.</u>

VII-3. - Vérification du modèle.

VII-3.a - Identification des éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles.

a. Reprenons la relation M_e^0 sous la forme :

$$C_e^m = \{ C_e^0 F_j^{(De-1)} \} \{ f_i^{(Ke-1)} \} \{ \alpha + \{ k_e K_e (1-\alpha) \} \}$$

Elle fait apparaitre le produit de 3 termes :

- le terme lié à la composition du domaine primaire et de ses degrés de différenciation.
- le terme lié au taux d'altération de la source.
- le terme lié au mélange des deux ensembles de phases détritiques et précipitées.

Considérons maintenant le rapport de deux éléments quelconques, 1 et 2, il vient :

$$\frac{C_1^m}{C_2^m} = \left\{ \frac{C_1^0}{C_2^0} F^{(D1-D2)} \right\} \left\{ f^{(K1-K2)} \right\} \left\{ \frac{\alpha + k_1 K_1 (1-\alpha)}{\alpha + k_2 K_2 (1-\alpha)} \right\} \left(\mathbf{M}_{\mathbf{R}}^0 \right)$$

D'une manière générale, ce rapport est dépendant de la composition de la source primaire et des hétérogénéités résultant de sa différenciation, des degrés d'altération et des proportions de mélange des ensembles de phases détritiques et précipitées. Ses variations dans les sédiments sont complexes.

Considérons maintenant le rapport de <u>deux éléments fortement hygromagmaphiles</u> <u>et lithophiles 1** et 2**</u>. Comme ($\mathbf{D}_{1**} - \mathbf{D}_{2**}$) << 1, ($\mathbf{K}_{1**} - \mathbf{K}_{2**}$) << 1, il vient :

$$\frac{\mathbf{C}_{1^{**}}^{\mathbf{m}}}{\mathbf{C}_{2^{**}}^{\mathbf{m}}} = \frac{\mathbf{C}_{1^{**}}^{\mathbf{0}}}{\mathbf{C}_{2^{**}}^{\mathbf{0}}} \left\{ \frac{\alpha + \mathbf{k}_{1}\mathbf{K}_{1}(1-\alpha)}{\alpha + \mathbf{k}_{2}\mathbf{K}_{2}(1-\alpha)} \right\} \ (\boldsymbol{M}_{R^{**}}^{\mathbf{0}})$$

Ce rapport n'est plus dépendant que de la proportion de mélange α .

Si, d'autre part_{**} $K_{2^{**}} < \alpha$, ce qui revient à considérer une proportion α de l'ensemble des phases détritiques au moins supérieure à 1% ($\alpha > 0,01$), alors la relation se ramène à :

$$\frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}}, \text{ soit } C_{1**}^{m} = \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} C_{2**}^{m} \quad (M_{R**}^{0})$$

VII-117

Afin de pondérer les concentrations des différents éléments, nous normalisons les concentrations à leurs moyennes dans les séquences de roches étudiées, soit ;

$$[C_{e^{**}}] = \frac{C_e^m}{\frac{\sum C_e^m}{n}} \text{ et } C_e^m = [C_e^m] \frac{\sum C_2^m}{n}$$

En reportant dans la relation précédente des rapports de deux éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles on a :

$$\frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = \frac{[C_{1**}^{m}]}{[C_{2**}^{m}]} \frac{\frac{\sum C_{1**}^{m}}{n}}{\frac{\sum C_{2**}^{m}}{n}} = \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}}$$
Soit : $\frac{[C_{1**}^{m}]}{[C_{2**}^{m}]} = \frac{[C_{1**}^{0}]}{[C_{2**}^{0}]} \frac{\frac{\sum C_{2**}^{m}}{n}}{\frac{\sum C_{1**}^{m}}{n}} \approx 1$

Si, dans une séquence de roches sédimentaires d'un même bassin alimenté à partir d'un même domaine source primaire, il existe 2 éléments fortement hygromagmaphiles, on doit vérifier une <u>corrélation linéaire entre ces deux éléments</u>, <u>dont la droite représentative dans un diagramme rectangulaire [$C^m_{e^{**}}$], vs, [$C_{e^{**}}$] passe par l'origine et a une pente égale à 1.</u>



Dans les figures $A_{III 1}^{a,b,c,d_d}$ sont représentées les corrélations obtenues dans les différentes séquences étudiées.



D'une manière générale il se confirme que les éléments Hf, Zr, Ta vérifient les corrélations attendues de caractère fortement hygromagmaphile et lithophile. Cela est conforme aux résultats de nos travaux antérieurs et de ceux fournis par la littérature scientifique internationale. Il est plus inattendu de vérifier ces propriétés pour les alcalins rares Rb et Cs, ainsi que pour Ce ?

b. Nous qualifions maintenant d'<u>élément parfaitement hygromagmaphile et</u> <u>lithophile ***</u>, un élément tel que ; $D_{***} \ll 1$, $K_{***} \ll 1$, $k_{***} \ll 1$.

Il en découle la simplification extrême suivante de la relation \mathbf{M}_{e}^{0} :

$$C^m_{***}= \, \frac{C^0_{***}}{Ff} \, \alpha \quad \textbf{H}_{***}$$

Dans un bassin alimenté par un domaine source homogène et soumis à un taux d'altération constant $\frac{C_{***}^0}{Ff}$ = constance = $C_{***,}^d$ soit $\alpha = \frac{C_{***}^m}{C_{***}^d}$ H_{***}^α

 C^d_{***} représente la concentration de l'élément *** dans l'ensemble des phases détritiques.

Reprenons la relation $M^0_{R^{**}}$ et remplaçons 2^{**} par ^{***} et α par son expression (H^{α}_{***}). Nous obtenons, pour un élément (**e**^{**}) hygromagmaphile et lithophile quelconque, en considérant $K_{***}k_{***} \ll \alpha$

$$\frac{C_{e^{**}}^m}{c_{***}^m} = \frac{C_{e^{**}}^0}{c_{***}^0} \left(1 - k_{e^{**}} K_{e^{**}}\right) + \left(k_{e^{**}} K_{e^{**}} C_{***}^d \frac{C_{e^{**}}^0}{c_{***}^0}\right) \frac{1}{c_{**}^m}$$

soit en pondérant les concentrations par leurs moyennes dans les séries de roches :

$$\frac{[C_{e^{**}}^m]}{[C_{***}^m]} = \frac{[C_{e^{**}}^0]}{[C_{***}^0]} \left(1 - k_{e^{**}} K_{e^{**}}\right) + \left(k_{e^{**}} K_{e^{**}} [C_{***}^d] \frac{[C_{e^{**}}^0]}{[C_{***}^0]}\right) \frac{1}{[C_{**}^m]}$$

ou encore :

$$\frac{[C_{e^{**}}^m]}{[C_{***}^m]} = \{\frac{[C_{e^{**}}^0]}{[C_{***}^0]} - k_{e^{**}}K_{e^{**}} \frac{[C_{1^{**}}^0]}{[C_{***}^0]}\} + [C_{***}^d](k_{e^{**}}K_{e^{**}} \frac{[C_{e^{**}}^0]}{[C_{***}^0]}) \frac{1}{[C_{**}^m]} (R_{***})$$

relation linéaire identifiable à :

$$\mathbf{R}_{***} = \mathbf{B} + \mathbf{P} \; \frac{1}{[\mathbf{C}^{\mathbf{m}}_{***}]}.$$

On tire : $\frac{[C_{e**}^0]}{[C_{***}^0]} = B + \frac{P}{[C_{***}^d]} \cong B$ si $k_{e**}K_{e**} << 1$

Dans un bassin sédimentaire tectoniquement stable, on doit observer une corrélation linéaire entre le rapport d'un élément hygromagmaphile et lithophile quelconque et d'un élément parfaitement hygromagmaphile et lithophile, et l'inverse de la concentration de l'élément parfaitement hygromagmaphile et lithophile dans un diagramme rectangulaire $\frac{[C_{e**}^m]}{[C_{***}^m]}$, **VS**, $\frac{1}{[C_{***}^m]}$

La pente de la droite représentative est d'autant plus faible que l'élément **e**_{**} est plus fortement hygromagmaphile et lithophile et l'ordonnée à l'origine se rapproche d'autant plus du rapport des concentrations des deux éléments $\frac{C_{e^{**}}^0}{C_{***}^0}$ dans le domaine source primaire ?

Le caractère hygromagmaphile de l'élément e_{**} peut donc être mesuré par la pente P de la corrélation avec (***).

Si **e**_{**} est fortement hygromagmaphile et lithophile, P=0, et la variabilité du rapport $\frac{[C_{e**}^m]}{c_{em}}$ esr faible.

$$[C^{m}_{***}]$$

Si **e**_{**} est faiblement hygromagmaphile et lithophile, la pente de la droite de corrélation est forte et <u>la variabilité du rapport</u> $\frac{[C_{e^{**}}^m]}{[C_{***}^m]}$ esr élevée.

Nous avons, dans de telles situations géotectoniques, la possibilité d'identifier et de classer les éléments en fonction de leurs caractères hygromagmaphiles et lithophiles.

Les figures (A_{III 1b}) illustrent ces corrélations pour quelques éléments et quelques sites, et le tableau A fournit les variabilités des rapports E/Hf, E/Ta, E/Th, E/Rb dans les différents sites étudiés.

D'une manière générale il est clairement démontré que Hf et Ta répondent systématiquement aux critères d'éléments parfaitement hygromagmaphiles et lithophiles.

Rb et Cs qualifiés "d'éléments incompatibles" ont paradoxalement des comportements comparables. Viennent ensuite Th, puis les lanthanides par ordre décroissant de ces propriétés en allant du La au Lu. L'autre fait marquant est le comportement fortement hygromagmaphile et lithophile du Cérium, ce qui conduit à revoir les explications des "anomalies" de cet élément dans l'eau de mer et les sédiments marins.

Soulignons enfin que l'ordonnée à l'origine de la corrélation $\frac{[C_{e**}^m]}{[C_{***}^m]}$, vs, $\frac{1}{[C_{***}^m]}$ offre une autre possibilité d'accéder aux rapports $\frac{[C_{e**}^0]}{[C_{***}^0]}$ des éléments hygromagmaphiles et lithophiles dans le domaine source primaire.

VII-3.b - Analyse du comportement des autres éléments.

Reprenons l'expression \mathbf{M}_{e}^{00} de la concentration d'un élément quelconque dans les sédiments et remplaçons α par sa relation $\mathbf{H}_{***}^{\alpha}$. Nous obtenons :

$$C_e^m = k_e \ K_e \ C_e^0 \ \ F^{D_e-1)} f^{(K_e-1)} + [(1-k_e \ K_e) \ \ F^{(D_e-1)} \ \ f^{(D_e-1)} \ \ \frac{C_e^0}{C_{***}^d}] \ C_{***}^m \ \ (M_e)$$

Les valeurs plus élevées des coefficients globaux de répartition D_e , K_e , k_e , rendent cette relation complexe entre C_e et C_{***} .

Par contre dans la situation <u>d'un bassin dont le domaine source est homogène et</u> <u>stable '(F = constance), dont le degré d'altération est stable (f = constance), situation</u> <u>envisageable pendant une courte période de temps</u>, on doit vérifier dans les sédiments correspondants, une corrélation linéaire entre tous les éléments et un élément parfaitement hygromagmaphile et lithophile dans des diagrammes [C_e^m], vs, [C_{***}^m]

$$C_e^m = U + V [C_{***}^m]$$



De même, nous obtenons des corrélations linéaires dans ces situations avec les diagrammes $\frac{C_e^m}{C_{***}^m}$, vs, $\frac{1}{C_{***}^m}$ puisque d'après (M_e) nous avons :

$$\frac{C_{e}^{m}}{C_{***}^{m}} = (1 - k_{e} K_{e}) F^{D_{e}-1} f^{(K_{e}-1)} \frac{C_{e}^{0}}{C_{***}^{d}} + [k_{e} K_{e} C_{e}^{0} F^{(D_{e}-1)} f^{(D_{e}-1)}] \frac{1}{C_{***}^{m}} (M_{Re})$$

$$\text{soit} : \frac{[C_{e}^{m}]}{[C_{***}^{m}]} = V + U \frac{1}{[C_{***}^{m}]}$$



Les valeurs de V et U varient fortement avec celles de K_e , k_e ,

Lorsque l'élément e est hydrophile (e_h), V est négatif et U est élevé (K_{eh} et $k_{eh} > 1$)





Le classement des éléments peut donc se poursuivre jusqu'à celui des <u>éléments</u> <u>hydrophiles</u>. Le <u>strontium</u> est de tous les éléments analysés, <u>celui qui présente</u> <u>systématiquement le caractère hydrophile le plus marqué</u>. Viennent ensuite le <u>Baryum</u> et le <u>Brome</u>. Les lanthanides lourds présentent un caractère intermédiaire entre lithophiles et hydrophiles. Les éléments chalcophiles et l'uranium s'écartent fortement et systématiquement de ces régularités. Les éléments de transition 3d, <u>Co</u>, <u>Ni, Cr, Fe et Sc</u> vérifient leur <u>caractère lithophile</u> et dans la situation d'un bassin de ce type, ils se corrèlent aux éléments hygromagmaphiles et lithophiles.

Les contextes de bassins sédimentaires inscrits dans un environnement géochimique parfaitement stable et dont les apports détritiques proviennent d'un domaine source homogène, représentent donc des systèmes modèles nous permettant d'interpréter des situations plus complexes grâce aux corrélations simples que décrivent les évolutions géochimiques de ces systèmes. De plus, les écarts à ces corrélations peuvent être interprété en considérant qu'ils sont dûs aux grands changements ou aux fluctuations du contexte géotectonique ou paléogéographique des bassins étudiés. Cette analyse ne peut se faire qu'au cas par cas.

VII-4. - Identification des propriétés du contexte géotectonique et paléogéographique des bassins sédimentaires.

VII-4.a - Identification des caractéristiques géochimiques des domaines sources des sédiments.

a. Cas de bassins sédimentaires situés dans des contextes tectoniques stables et alimentés par des sources homogènes.

Nous exploitons les propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles qui permettent de retenir la relation $(M^0_{R^{**}})$.

Soit, en utilisant les concentrations pondérées :

$$\frac{[C_{1**}^{m}]}{[C_{2**}^{m}]} = \frac{[C_{1**}^{0}]}{[C_{2**}^{0}]} \left\{ \frac{\alpha + k_{1**} K_{1**} (1-\alpha)}{\alpha + k_{2**} K_{2**} (1-\alpha)} \right\}$$

Si la proportion de l'ensemble des phases détritiques n'est pas trop faible ($\alpha > 0,01$) il en découle la simplification extrême :

$$\frac{[\mathsf{C}_{1^{**}}^{\mathsf{m}}]}{[\mathsf{C}_{2^{**}}^{\mathsf{m}}]} = \frac{[\mathsf{C}_{1^{**}}^{\mathsf{0}}]}{[\mathsf{C}_{2^{**}}^{\mathsf{0}}]}$$

Le rapport des concentrations des éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles est égal à celui des concentrations de ces éléments dans le domaine source. Nous retrouvons le concept d'ISOTER (Isotope like trace element ratios) proposé par C.J.Allègre.

D'après ce qui précède, ces couples associent Zr, Hf, Ta, Rb, Cs, Th. Il est possible d'élargir cet ensemble à des éléments lithophiles et hygromagmaphiles de propriétés voisinent qui entraînent k_{1**} K_{1**} ≈ k_{2**} K_{2**}, ce qui renforce la possibilité de simplification de la relation (**M**_{R**}) et nous élargiront la liste aux éléments Ce, La, Tb, Yb.

Dans la logique de la méthode, il convient donc de vérifier ces propriétés à l'aide des corrélations qui en découlent, comme illustré dans les chapitres précédents, mais de

plus en traçant des diagrammes rectangulaires $\frac{[C_{1**}^m]_M}{[C_{2**}^m]_M}$, vs , $\frac{[C_{3**}^m]_M}{[C_{2**}^m]_M}$ ou $\frac{[C_{1**}^m]_M}{[C_{2**}^m]_M}$, vs ,

$\frac{[C^m_{3^{**}}]_M}{[C^m_{4^{**}}]_M}$

Comme il s'agit de pouvoir établir des comparaisons de différents bassins sédimentaires ou des évolutions dans le temps d'un même bassin, nous devons normaliser ou pondéré par rapport à des valeurs de référence. La situation classique de normalisation consiste à se référer à la croûte continentale moyenne (MC) ou au manteau dit primitif (MP). Pour préserver l'homogénéité de notre banque de données, nous choisissons de pondérer par rapport à nos propres valeurs et de représenter de la même manière dans nos diagrammes MC et MP qui positionnent nos propres données par rapport à celles de la littérature. S'agissant d'une seule séquence sédimentaire, comme indiqué plus haut, nous pondérons par rapport aux moyennes des concentrations dans la séquence que nous avons désigné par [Ce^{TT}].

S'agissant de la comparaison de différentes séguences sédimentaires, nous choisissons de pondérer par rapport aux données d'une séquence choisie pour référence. Cette séquence doit satisfaire les critères énoncés ci-dessus et présenter des corrélations de très grande qualité. Ces corrélations nous permettent de déterminer les rapports $\frac{C_{1**}^0}{C_{2**}^0}$, $\frac{C_{p**}^0}{C_{m**}^0}$ de la séquence et ce sont ces grandeurs qui sont choisies pour effectuer les pondérations des rapports de toutes les séquences.

Nous désignons par $\frac{[C_{1**}^m]M}{[C_{2**}^m]M}$ ces rapports pondérés à la séquence de référence . Ces rapports pondérés d'une séquence W sont désignés par $\frac{[C_{1**}^m]_M^W}{[C_{2**}^m]_M^W}$.

Il convient de faire remarquer que les ISOTER ne sont pas des isotopes d'éléments lourds. Les échelles des variations observées sont déterminées par les références PM et MC, mais aussi par l'ensemble des séries sédimentaires étudiées. De plus les intercomparaisons des données analytiques sont délicates, que ce soit entre techniques et entre laboratoires, prenant en compte les évolutions dans l'espace et dans le temps. Pour ces raisons, notre banque de données est fondamentale pour notre méthode. La pondération qui suit de nos données a été effectuée en prenant pour référence la carotte MD90-963. (tableaux)

Dans la figure $A_{IV1}^{a,b,c}$, nous figurons les résultats obtenus pour cinq sur douze des séquences sédimentaires que nous avons étudiées. Ces séquences représentent des situations conformes à celle définie au début de ce paragraphe, car elles correspondent à des périodes récentes et relativement brèves. Dans ces diagrammes, chaque séquence est représentée par un ensemble très regroupé de points qui permet de l'identifier parfaitement et généralement de la distinguer nettement des autres séquences.

<u>Ce résultat est parfaitement conforme au modèle, il démontre que la sédimentation</u> <u>s.s. n'a pas modifié sensiblement les rapports des éléments fortement</u> <u>hygromagmaphiles et lithophiles, et que ceux-ci caractérisent clairement les</u> <u>domaines sources des sédiments</u>. Il apparaît ainsi que les séries MD76-131 et MD77-194 sont alimentées par des sources identiques géochimiquement, mais qu'elles se distinguent par contre clairement des séries MD77-203, MD90-963 et RC11-120 qui sont toutes alimentées par des sources géochimiquement différentes.

b. cas des bassins sédimentaires complexes situés dans des contextes à évolution tectonique importante.

Dans la figure $A_{IV1}^{e,f,g}$ nous représentons les mêmes diagrammes rectangulaires $\frac{[C_{1**}^m]_M}{[C_{2**}^m]_M}$, vs , $\frac{[C_{3**}^m]_M}{[C_{4**}^m]_M}$ dans lesquels figurent les points représentatifs des sites ODP 762, ODP758, ODP757, ODP756, ODP707, ODP807 et ODP1135. Les séries sédimentaires correspondantes couvrent des périodes géologiques beaucoup plus longues, allant de la période actuelle jusqu'au tertiaire, et jalonnées d'événements tectoniques et climatiques importants.

Dans ces séries, la concentration d'un élément est décrite par une fonction du type M_e susceptible d'être perturbée par les impacts d'événements ponctuels (volcanisme, changements climatiques brutaux). Il est délicat de vouloir compléter

cette relation qui déjà ne comprend pas les effets des variations des taux d'altération f_i des différentes portions d'un domaine hétérogène. Dans le but de guider le raisonnement, nous allons considérer les proportions de mélange des différentes portions du domaine source soumises à des degrés d'altération variées sont des fonctions de variables externes au système liées à la tectonique et au climat. Nous les désignons par β_j et γ_i

Nous considérons qu'un bassin sédimentaire s'écarte plus ou moins d'une situation géodynamique globale définie par la composition $\frac{C_1^0}{C_2^0}$ du domaine source primaire, par un taux de différenciation **F**_j et un degré d'altération **i**. Les variations des contextes tectonique et climatique sont pris en compte par les fonctions **β**_j et **y**_i telles que :

$$\begin{aligned} \frac{C_{1}^{m}}{C_{2}^{m}} &= \left\{ \frac{C_{1}^{0}}{C_{2}^{0}} \ \mathbf{F}_{j}^{(\mathbf{D}_{1}-\mathbf{D}_{2})} \mathbf{f}_{i}^{(\mathbf{K}_{1}-\mathbf{K}_{2})} \right\} \left\{ \frac{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{1}\mathbf{K}_{1}(1-\alpha_{ij})}{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{2}\mathbf{K}_{2}(1-\alpha_{ij})} \right\} \\ &- \gamma_{i}\boldsymbol{\beta}_{j} \ \left\{ \frac{C_{1}^{0}}{C_{2}^{0}} \ \mathbf{F}_{j}^{(\mathbf{D}_{1}-\mathbf{D}_{2})} \mathbf{f}_{i}^{(\mathbf{K}_{1}-\mathbf{K}_{2})} \right\} \left\{ \frac{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{1}\mathbf{K}_{1}(1-\alpha_{ij})}{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{2}\mathbf{K}_{2}(1-\alpha_{ij})} \right\} \\ \text{soit} : \frac{C_{1}^{m}}{C_{2}^{m}} = \left[1 - \boldsymbol{\beta}_{j}\boldsymbol{\gamma}_{i} \right] \left\{ \frac{C_{1}^{0}}{C_{2}^{0}} \ \mathbf{F}_{j}^{(\mathbf{D}_{1}-\mathbf{D}_{2})} \mathbf{f}_{i}^{(\mathbf{K}_{1}-\mathbf{K}_{2})} \right\} \left\{ \frac{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{1}\mathbf{K}_{1}(1-\alpha_{ij})}{\alpha_{ij}+\mathbf{k}_{2}\mathbf{K}_{2}(1-\alpha_{ij})} \right\} \ (\mathbf{N}_{\mathbf{Re}}) \end{aligned}$$

Lorsque ces variations sont faibles nous sommes ramenés à la relation $(M_{Re})(\beta_j \gamma_i < < 1)$ valable pour une situation parfaitement stable du bassin où la seule variable est la proportion de mélange des ensembles de phases détritiques et précipitées. Notons que la fonction $(1 - \beta_j \gamma_i \beta_j \gamma_i)$ est homogène à une proportion de mélange X_{ji} ,

$$1$$
- $\beta_j \gamma_i = X_{ji}$ et $\frac{X_{ji}}{1 - X_{ji}}$. = $\frac{1 - \beta_j \gamma_i}{\beta_j \gamma_i}$

Si nous considérons maintenant le rapport de <u>deux éléments fortement</u> <u>hygromagmaphils et lithophiles</u>, nous avons :

$$\begin{split} & \frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = [1 - \beta_{j}\gamma_{i}] \; (\frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}}) \{ \frac{\alpha_{ij} + k_{1}K_{1}(1 - \alpha_{ij})}{\alpha_{ij} + k_{2}K_{2}(1 - \alpha_{ij})} \} \; (N_{R**}) \\ & \text{Si } k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right) \\ & \text{Si } k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right) \\ & \text{Si } \; k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{m}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right) \\ & \text{Si } \; k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{m}}{C_{2**}^{0}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right) \\ & \text{Si } \; k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right) \\ & \text{Si } \; k_{1**}K_{1**} \; \text{et} \; k_{2**}K_{2**} \; < \; \alpha_{ij}, \text{alors} \; \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} = \left(1 - \; \beta_{j}\gamma_{i}\right) \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \left(\left(N_{R***}\right) + \frac{C_{1**}^{0}}{C_{2**}^{0}} \right) \right)$$

Le rapport des concentrations de deux éléments fortement hygromagmaphils et lithophiles dans une série de sédiments d'un bassin soumis à des fluctuations tectoniques et climatiques, va varier sous l'influence de la fonction complexe [1 - $\beta_i \gamma_i$]

Reprenons la fonction générale $\left(N_{R^{**}}\right)$ et appliquons la à deux couples d'éléments tels que :

$$\frac{C_{1^{**}}^{m}}{C_{2^{**}}^{m}} = \begin{bmatrix} 1 - \beta_{j} \gamma_{i} \end{bmatrix} \left(\frac{C_{1^{**}}^{0}}{C_{2^{**}}^{0}} \right) \left\{ \frac{\alpha_{ij} + k_{1^{**}} K_{1^{**}}(1 - \alpha_{ij})}{\alpha_{ij} + k_{2^{**}} K_{2^{**}}(1 - \alpha_{ij})} \right\}$$

VII-126

$$\frac{C_{3^{**}}^m}{C_{2^{**}}^m} = \left[1 - \beta_j \gamma_i\right] \left(\frac{C_{3^{**}}^0}{C_{2^{**}}^0}\right) \left\{\frac{\alpha_{ij} + k_{3^{**}}K_{3^{**}}(1 - \alpha_{ij})}{\alpha_{ij} + k_{2^{**}}K_{2^{**}}(1 - \alpha_{ij})}\right\}$$

En effectuant le rapport de ces deux rapports, il vient :

$$\frac{C_{1**}^{m}}{C_{3**}^{m}/C_{2**}^{m}} = \left(\frac{C_{1**}^{0}}{C_{3**}^{0}}\right) \left\{\frac{\alpha_{ij} + k_{1**}K_{1**}(1-\alpha_{ij})}{\alpha_{ij} + k_{3**}K_{3**}(1-\alpha_{ij})} \quad (S_{R**})\right\}$$

Dans un diagramme $\frac{C_{1**}^m}{C_{2**}^m}$, **VS**, $\frac{C_{3**}^m}{C_{2**}^m}$ C nous observons des variations qui sont induites par celles de la proportion α_{ijj} des deux ensembles des phases détritiques et précipitées lorsque α_{ij} diminue fortement. α_{ij} peut être considérée pour ces variations des rapports comme une fonction des fluctuations tectoniques et climatiques qui déterminent les conditions d'altération et de dépôt.



Si, dans la relation $(S_{R^{**}})$ nous remplaçons (3_{**}) par $(*^{**})$, élément parfaitement hygromagmaphile et lithophile, il vient :

$$\frac{C_{1^{**}}^{m}}{C_{2^{**}}^{m}} = \frac{C_{1^{**}}^{0}}{C_{2^{**}}^{0}} + \left(k_{1^{**}}K_{1^{**}}\left(\frac{1-\alpha_{ij}}{\alpha_{ij}}\right)\frac{C_{1^{**}}^{0}}{C_{*^{**}}^{0}}\right)\frac{C_{*^{**}}^{m}}{C_{2^{**}}^{m}} \quad (S_{R^{**}}^{***})$$

d'où le diagramme :

Dans la situation d'un bassin alimenté par deux ou plusieurs grands domaines primaires, la dispersion sera accentuée par les différences des rapports primaires $\frac{C_{1**}^{A0}}{C_{2**}^{1**}}$, $\frac{C^{B0}}{C_{2**}^{B0}}$, etc.., dispersion schématisée par le diagramme suivant.

Si la proportion $\alpha_{i,i}$ de l'ensemble des phases détritiques demeure suffisante $(\alpha_{i,j} \, > 0, 01)$, ce sont les mélanges des apports issus des domaines primaires qui seront les plus influents sur la dispersion des points qui reflètera donc la loi de mélange des domaines sources.

Si nous poursuivons cette analyse avec deux couples de quatre éléments $\frac{C_{1**}^m}{C_{2**}^m}$, **VS** , $\frac{C_{3**}^m}{C_{4**}^m}$, la relation (**S**_{R**}) s'écrit :

$$\frac{\frac{c_{1**}^m}{c_{2**}^m}}{\frac{c_{3**}^m}{c_{4**}^m}} = \Big\{ \frac{c_{1**}^0}{c_{3**}^0} \frac{c_{4**}^0}{c_{2**}^0} \Big\} \left\{ \frac{\alpha_{ij} + k_{1**}K_{1**}(1-\alpha_{1j})) \left(\alpha_{ij} + k_{4**}K_{4**}(1-\alpha_{ij})\right)}{\alpha_{ij} + k_{3**}K_{3**}(1-\alpha_{ij})) \left(\alpha_{ij} + k_{2**}K_{2**}(1-\alpha_{ij})\right)} \right\}$$

Nous pouvons effectuer les mêmes observations que ci-dessus.

Si $k_{**}K_{**} > lpha_{ij}$, a, alors les points représentatifs dans un diagramme $\frac{C_{1**}^m}{C_{2**}^m}$, **VS**, $\frac{C_{3**}^m}{C_{4**}^m}$, sont regroupés autour du point représentatif du domaine source primaire.

Lorsque $\alpha_{ij} < \mathbf{k}_{**}\mathbf{K}_{**}$, on observe une dispersion des points dans un éventail de droites définies par la relation ($\mathbf{S}_{\mathbf{R}^{**}}$).

Cette dispersion est fortement accentuée lorsqu'un bassin est alimenté par deux ou plusieurs domaines sources primaires. Elle fournira une empreinte de la loi de mélange des distributions des différents domaines primaires tant que $\alpha_{ii} > 0.01$.

En conclusion :

Dans un bassin sédimentaire soumis à de fortes variations tectoniques et_climatiques, et alimenté par un ou plusieurs domaines primaires, les variations des rapports des éléments fortement hygromagmaphiles et lithophiles seront principalement contrôlés par la loi de mélange des rapports primaires tant que la proportion α ij des ensembles de phases détritiques dans les sédiments pas trop faible ($\alpha_{ij} > 0.01$). Une dispersion de ces rapports sera accentuée dans les diagrammes $\frac{C_{1**}^m}{C_{2**}^m}$, VS, $\frac{C_{3**}^m}{C_{4**}^m}$ par la diminution de cette proportion α_{ij} . Cet effet sera surtout sensible dans les sédiments du centre des grands bassins où les dépôts s'effectuent à grande distance des domaines sources des apports détritiques.

Cette conclusion explique bien les régularités et les dispersions des points représentatifs des forages 756, 757, 758, 762, 707, 807 et 1135 observées dans les diagrammes des figures $A_{IV\,1}^{e,f,g}$.

VII-4.b - Situation des caractéristiques géochimiques des sources des apports détritiques dans le contexte géotectonique du bassin.

L'étude géochimique des séries de roches magmatiques nous a permis d'établir une typologie et une cartographie des sources mantelliques des magmas émis dans les principaux contextes géotectoniques. Nous avons exploité pour cela les propriétés des éléments hygromagmaphiles.

Figure
$$A_{IV 1}^{g,h}$$

Si nous positionnons dans ces diagrammes les points représentatifs des différentes séquences sédimentaires de l'Océan Indien, ils se situent dans l'espace délimité par les îles océaniques et la ligne PM - MC d'une part et le champ des magmas calcoalcalins issus de domaines mantelliques enrichis en éléments fortement hygromagmaphiles. Ces limites contiennent d'une part les îles Kerguelen et d'autre part les magmas indonésiens. Dans l'espace occupé par les sources de nos séquences sédimentaires viennent se placer les trapps du Deccan.

<mark>Faire un 2^{ème} fichier</mark>

Chapitre VIII. - Comportement lithophile et hygrophile des éléments en traces dans les processus d'érosion et de transport en milieu continental. Exemple des sédiments de la région de Fukushima (Japon) et de la Mejerda (Tunisie)

VIII-1. - Géochimie comparée des formations sédimentaires superficielles des bassins alluviaux amont de Fukushima. Identification des roches mères sources du substratum géologique.

VIII-1.a - I : Méthode

Nous utilisons les propriétés géochimiques remarquables des éléments hygromagmaphiles fortement lithophiles dont les rapports ne sont pas modifiés lors des processus d'altération des roches mères et du transport des produits d'altération.

Par contre, ces processus induisent des fractionnements des éléments hydrophiles mis à profit pour analyser ces processus.

Nous avons entrepris la caractérisation géochimique des roches constitutives du substratum crustal. Pour cela une trentaine d'échantillons de roches représentatives des principaux types pétrographiques définis d'après la carte géologique ont été analysés. Ceci comprend des roches basaltiques, des granites, des schistes et des roches hyperalcalines.

Pour définir ces différents types pétrographiques nous avons pris, soit la moyenne de plusieurs analyses (cas des basaltes et des granites), soit l'échantillon le plus représentatif (cas du pôle schiste et du pôle hyperalcalin). Les analyses sont effectuées par activation neutronique purement instrumentale. Les tableaux suivants donnent les valeurs pour les différents types.
	Basalte	Basalte	Schiste	Roche hyperalcaline
	FMR 381	FMR 241	FNR 439	FNR 210
Cs	0,14	0,67	2,79	0,49
Rb	13,5	17,5	57,2	17,6
U	0,26	0,26	1,36	6,56
Th	0,91	1,46	3,24	27,1
Та	0,172	0,244	0,303	10,66
Hf	1,23	2,01	4,77	165,8
Zr	39	63	177	6367
Na(%)	1,14	1,36	2,19	0,25
Br	0,3	0,43	0,22	2,34
Sr	250	183	226	27
Ba	161	215	269	86,5
La	5,08	6,5	13,62	59,3
Ce	11,5	14,8	31,2	121,1
Nd	7,2	8,2	17,3	39
Sm	2,08	2,31	4,07	6,94
Eu	0,71	0,79	1,31	0,37
Tb	0,395	0,449	0,623	0,841
Yb	1,67	1,28	3,49	7,27
Sc	23	29,8	25,1	233
Со	24,1	35,1	25,5	2,07
Ni	31,9	69	25,9	0,78

102	306	44	1664
4,8	6,25	6,66	20,74
87	95	115	4
3,05	0,68	12,7	0,47
0,11	0,092	1,19	0,036
30			
43,8		1,62	0,96
0,29	0,07	1,41	2,18
		0,75	
	102 4,8 87 3,05 0,11 30 43,8 0,29	1023064,86,2587953,050,680,110,0923043,80,290,07	102 306 44 4,8 6,25 6,66 87 95 115 3,05 0,68 12,7 0,11 0,092 1,19 30 1,62 43,8 1,62 0,29 0,07 1,41 0,75 1,05

	FMR 373	FMR 232	FMR 371	FMR 269	FNR 213	FNR 418b	FNR 238
Cs	4,27	0,073	0,098	2,84	6,87	1,38	4,78
Rb	116	3,6	1,16	50,3	72,2	102,9	125,8
U	4,7	1,79	0,99	1,7	1,74	2,29	2,98
Th	14,73	0,095	0,132	5,48	6,47	11,3	17,5
Та	1,284	0,0095	0,014	0,54	0,801	1,378	1,214
Hf	5,64	0,124	0,12	4,28	3,96	3,85	4,61
Zr	191	7	4	155	160	129	163
Na(%)	1,89	0,024	0,033	0,964	2,98	3,02	1,37
Br	0,3	0,24	0,2	6,56	0,16	0,07	1,03
Sr	71	1636	55	99	365	127	82
Ba	458	11	5	346	422	711	499
La	42,78	0,63	1,73	18,57	22,69	20,79	50,8
Ce	98,1	1,62	2,1	43,3	45,9	44,9	84,6
Nd	40,5	0,7	1,7	22,6	18,9	17,9	27,7
Sm	8,94	0,11	0,27	5,57	3,64	4,12	4,97
Eu	1,86	0,081	0,12	1,74	1,25	0,59	1,12
Tb	1,259	0,42	0,055	0,808	0,476	0,591	0,583
Yb	4,58	0,26	0,31	3,53	2,06	2,34	2,47

Sc	10,2	0,9	1,19	13,5	9,3	3,2	8,9
Со	3,1	0,49	1,05	7,1	7,8	1,36	6,5
Ni	2,4	1,2	3,5	11,1	10,3	4	2,2
Cr	13	4	6	35	17	7	12
Fe(%)	2,77	0,318	0,312	2,99	3,69	1,45	2,69
Zn	72	2	11	78	85	20	68
As	1,02	2,95	1,73	4,48	1,72	0,49	1,12
Sb	0,21	0,44	0,54	0,62	0,47	0,3	0,17
Ag(ppb)		31		41	41	46	
Au(ppb)	0,28	0,37		0,76	4,3		0,27
Мо	0,29	0,72	0,31	0,67	1,56	0,49	0,53
W	4,63	0,16	0,19	0,56	0,39	2,55	1,45

	FNR 471	FNR 212	FNR 207	FNR 418a	FNR 419a	FNR 419b	FNR 419c
Cs	2,84	3,95	0,3	0,63	2,64	5,87	1,92
Rb	24,6	134	5,4	19,7	130,2	130,7	113,8
U	1,74	2,21	0,96	3,04	4,62	3,39	2,17
Th	5,07	16,31	3,71	9,37	20,69	12,33	10,21
Та	0,813	0,906	0,35	1,497	1,609	1,451	1,319
Hf	3,32	3,81	3,23	4,14	3,68	4,59	4,07
Zr	121	131	92	131	126	156	133
Na(%)	2,25	2,32	0,918	5,27	2,57	3,06	3,68
Br		1,42	39,1	0,2	0,59		
Sr	688	391	92	209	404	120	109
Ва	223	395	68,2	215	450	698	642
La	20,03	21,78	6,89	22,75	27,94	26,44	20,57
Ce	41,3	43,4	12,9	47,8	62,7	55,1	43,3
Nd	21,7	17,1	15,7	19,7	22,5	22,6	17,1
Sm	4,57	3,27	4,47	4,25	3,82	4,98	3,89

Eu	1,32	0,97	1,18	0,61	1,09	0,85	0,64
Tb	0,562	0,379	0,78	0,582	0,438	0,671	0,572
Yb	2,09	1,68	4,02	2,88	1,79	2,91	2,59
Sc	22,2	9,4	51	3,57	10,6	3,36	3,18
Со	24,6	10,5	38,9	0,76	13,1	0,95	1,04
Ni	140	24	20	4,4	32	16,9	7
Cr	565	38	30	6	51	8	5
Fe(%)	4,42	2,76	9,65	1,29	3,32	1,29	1,36
Zn	75	44	125	23	61	35	42
As	5,28	0,85	3,81	8,19	1,24	0,64	0,49
Sb	1,44	0,46	0,14	0,95	0,89	0,33	0,46
Ag(ppb)	42						
Au(ppb)	0,87	0,31	0,83	1,21	0,37	0,55	
Мо	0,61	1,44	0,83	0,72	0,76	0,65	0,45
W	1,54	0,91		0,39	0,45	0,55	0,79

	FNR 419	FNR 215	FNR 209	FNR 214	FNR 250b	FNR 250b	FNR 211
Cs	0,23	1,75	4,5	1,74	2,75	6,44	2,61
Rb	3,6	109,3	130,2	110,4	104,7	162	46
U	0,63	2,36	4,1	3	3,29	0,38	2,23
Th	0,26	10,98	11,66	11,92	9,95	1,53	5,09
Та	0,019	1,372	1,338	1,456	1,224	0,407	0,418
Hf	0,236	4,31	4,18	4,42	4	2,12	5,28
Zr	10	131	135	151	161	62	185
Na(%)	0,044	3,34	2,92	3,11	2,62	1,61	1,09
Br	0,3	0,55	0,1	0,34	0,26		0,53
Sr	368	104	105	157	359	344	124
Ва	14,7	693	682	751	546	249	182
La	2,37	23,21	32,96	22,95	22,18	10,83	15,45

2,44	49,7	49,2	49,1	51	23,2	30,3
2,2	21,9	29,3	19,9	20,6	13,6	14,4
0,389	4,39	5,36	4,09	3,81	3,54	3,17
0,13	0,65	0,88	0,8	1,27	1,18	0,81
0,078	0,622	0,626	0,614	0,47	0,51	0,473
0,45	2,89	2,94	2,83	1,89	1,94	2,82
0,98	3,36	3,15	3,54	12,9	24,3	21,7
0,69	0,88	1,5	2,4	12,3	31,9	10,3
2,1	4,8	7,4	10,9	40,6	47	41
4	4	7	8	87	93	37
0,246	1,23	1,07	1,56	3,26	6,25	5,18
12	41	26	186	94	144	90
1,46	0,78	0,55	1,09	0,92	1,2	4,56
0,11	0,38	0,47	0,5	0,56	0,49	0,32
		0,25		0,49		1,61
0,22	0,86	0,67	0,47	1,1	0,39	0,83
0,21	0,81	2,22	0,57	1,35	1,96	2,45
	2,44 2,2 0,389 0,13 0,078 0,45 0,98 0,69 2,1 4 0,246 12 1,46 0,11	2,4449,72,221,90,3894,390,130,650,0780,6220,452,890,983,360,690,882,14,8440,2461,2312411,460,780,110,380,220,860,210,81	2,4449,749,22,221,929,30,3894,395,360,130,650,880,0780,6220,6260,452,892,940,983,363,150,690,881,52,14,87,44470,2461,231,071241261,460,780,550,110,380,470,250,220,860,670,210,812,22	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

				EOR 505			
	FOR 250(d)	FOR 260	FOR 505	(d)	FOR 403a	FOR 403b	FUR 395
Cs	0,97	3,21	0,4	0,55	7,46	2,25	0,23
Rb	35	48,7	26,6	29,5	64,6	123,8	16,4
U	8,28	2,96	4,97	5,04	2,07	3,16	4,24
Th	66,3	5,15	24,69	25,13	1,51	10,25	21,7
Та	11,69	0,476	11,27	11,52	0,444	1,216	2,664
Hf	134,4	4,39	146,2	141,7	2,57	3,81	2,26
Zr	5183	144	5410	5503	92	140	52
Na(%)	0,262	1,75	0,236	0,234	1,5	3,53	4,88
Br	1,91	9,12		0,42	0,3	0,32	0,22

Sr	77	133	84	45	302	180	60
Ва	150	399	60,7	72	274	457	44,2
La	125,4	13,75	68,8	68,7	11,02	19,16	9,63
Ce	264,9	29,6	142,8	139,5	25,2	36	21,3
Nd	87	14,9	39	44	14	14,1	7,6
Sm	15,97	3,68	7,34	7,38	3,76	2,61	1,31
Eu	0,46	0,75	0,34	0,21	1,3	0,77	0,41
Tb	1,548	0,622	0,677	0,79	0,589	0,327	0,341
Yb	7,83	3,57	6,12	6,52	2,57	1,76	2,75
Sc	200,2	11,6	269,4	271	34,4	3,5	0,81
Со	8	4,1	2,54	2,7	33,1	3,8	0,79
Ni	13,4	10,4	0,5	1	14	1,3	7,1
Cr	929	16	1991	2066	36	17	2
Fe(%)	25,18	2,38	20,3	20,22	7,41	1,62	0,325
Zn	3	59	9	5	95	30	3
As	0,8	8,15			5,81	7,69	0,34
Sb	0,09	1,02	0,02	0,05	0,19	0,18	0,14
Ag(ppb)		159			50		33
Au(ppb)	3,7	0,82	3,71				
Мо	2,33	4,27	1,36	2,54	1,76	1,13	0,62
W	2.07	1.12			3.13	2.52	0.23

Nous avons montré, lors d'études de contextes où interviennent l'altération et les transformations de la croûte, le caractère systématiquement inerte d'un certain nombre d'éléments de transition internes tels que Ta, Hf-Zr, Th, éléments de transition 3d (Co- Ni), et à un moindre degré les lanthanides légers. Aussi ces éléments hygromagmaphiles et lithophiles assurent la rémanence de la mémoire chimique. Ceci est vérifié dans la présente étude par la localisation des points de nos échantillons du bassin de Fukushima dans un diagramme Th/Ta versus Ta/Hf.

Ainsi dans le diagramme Th/Ta versus Ta/Hf représentant l'ensemble des roches effusives que nous avons analysé dans les différents contextes géotectoniques, nous situons les rapports des éléments hygromagmaphiles et lithophiles de l'ensemble des échantillons étudiés.



Nous constatons que l'ensemble des échantillons du bassin de Fukushima est bien situé dans le domaine qui correspond au contexte de collision de plaques.

Toutes les variations des concentrations des éléments analysés sont normalisées à la composition moyenne du domaine étudié. Pour chaque élément on considère les rapports des concentrations relativement aux moyennes de l'ensemble des roches analysées.

Le tableau suivant fournit la moyenne de la composition du domaine étudié.

moyenne roches

Cs	2,38	La	29,1
Rb	66,1	Се	59,8
U	2,95	Nd	23,0
Th	13,22	Sm	4,68

Та	2,46	Eu	0,83
Hf	24,2	Тb	0,62
Zr	925	Yb	3,08
Na(%)	1,90	Sc	46,0
Br	2,49	Co	9,9
Sr	232	Ni	18,8
Ва	322	Cr	277
Ag(ppb)	53	Fe(%)	5,99
Au(ppb)	3,3	Zn	56
Мо	1,1	As	2,73
w	1,3	Sb	0,41

Dans les diagrammes (E/E moyenne)/(Hf/Hf moyenne) versus (Ta/Ta moyenne)/(Hf/Hf moyenne), on reporte l'ensemble des échantillons étudiés, à savoir roches, sols et laisses. Hf est considéré comme l'élément de référence le plus lithophile, E est un élément lithophile. Pour des raisons d'échelle nous reportons les log.

VIII-1.b - Exemple du diagramme log(Co/Hf) versus log(Ta/Hf):

Parmi les roches, on peut repérer la localisation des 4 types définis pétrographiquement, à savoir : B pour basalte, G pour granite, S pour schiste et HR pour roche hyperalcaline. L'ensemble des échantillons s'inscrit dans un quadrilatère dont les côtés sont définis par des droites passant par S et HR, par S et B et l'enveloppe des points extrêmes au-delà de G (figure). Nous admettons que ce quadrilatère délimite les hétérogénéités géochimiques des domaines étudiés, hétérogénéités héritées de celles du substratum. Nous traduisons ces hétérogénéités par des lois de mélange des différents types pétrographiques constitutifs du substratum crustal.

Ensemble sédiments - roches



Nous considérons que les intersections des côtés de ce quadrilatère constituent les pôles de mélange des roches du socle, à savoir PHR, PS, PB et PG.

Par rapport aux roches du socle, sols et laisses sont situés dans le même domaine, résultat en conformité avec le caractère lithophile des éléments considérés.

Pour chaque bassin on projette les résultats obtenus pour les sols et les laisses dans ce quadrilatère. On identifie les lois de mélange par les corrélations établies avec le logiciel de l'ordinateur. L'intersection des droites de corrélation avec les côtés du quadrilatère définit pour chaque couple d'éléments les pôles de mélange des sédiments et sols des différents bassins. Pour les éléments E, parfaitement lithophiles, les lois de mélange identifiées par les variations des rapports E/Hf, versus Ta/Hf représentent les contributions respectives des différents composants lithologiques du socle à la formation des sols et des laisses.

Ainsi pour Udaka, la corrélation obtenue pour les éléments lithophiles traduit un mélange entre USHR (domaine de socle composé de schistes et de roches hyperalcalines) et UBG (domaine de socle composé de granites et de basaltes).



VIII-2. - Détermination de la composition géochimique des pôles et des domaines sources des roches sédimentaires de chaque bassin.

Les compositions de ces parties de croûte USH et UBG peuvent être déterminées graphiquement et à l'aide de l'équation de la corrélation.

La partie USH comporte essentiellement des formations schisteuses injectées d'une faible proportion de roches hyperalcalines. La partie UBG comporte un mélange de roches granitiques et basaltiques.

VIII-2.a - Cas du bassin d'Udaka

Diagramme log Co/Hf versusTa/Hf.



Détermination graphique de la composition chimique des pôles.

PG : log (Co/Hf) = 0.25 → Co/Hf = 1.778 log (Ta/Hf) = 0.90 → Ta/Hf = 7.943

- **PB**: log (Co/Hf) = 1.81 \rightarrow Co/Hf = 64.565 log (Ta/Hf) = 0.20 \rightarrow Ta/Hf = 1.585
- **PS**: log (Co/Hf) = 1.12 \rightarrow Co/Hf = 13.183 log (Ta/Hf) = - 0.20 \rightarrow Ta/Hf = 0.631
- **PHR**: log (Co/Hf) = -1.52 \rightarrow Co/Hf = 0.0302 log (Ta/Hf) = - 0.20 \rightarrow Ta/Hf = 0.631
- **USH**: log (Co/Hf) = 0.435 \rightarrow Co/Hf = 2.723 log (Ta/Hf) = - 0.20 \rightarrow Ta/Hf = 0.631

UBG: log (Co/Hf) = 0.745 \rightarrow Co/Hf = 5.56 log (Ta/Hf) = 0.68 \rightarrow Ta/Hf = 4.79 Les proportions des différents composants crustaux dans chaque échantillon sont donc déterminées par les lois de mélange respectivement entre les pôles S et PHR, PB et PG, puis entre USH et UBG.

VIII-2.a.1 - Calcul de la composition lithologique des domaines sources de mélange USH et UBG.

Calcul avec log Co/Hf

$$(USH) = \alpha_{PS} * PS + (1 - \alpha_{PS}) * (PHR)$$
$$= \alpha_{PS} (PS - PHR) + PHR$$

d'où
$$\alpha_{PS} = (USH - PHR)/(PS - PHR)$$

 $\alpha_{PS} = (0.435 + 1.52)/(1.12 + 1.52)$
 $= (1.955)/(2.64)$
 $\alpha_{PS} = 0.741$

$$(1-\alpha_{ps}) = \alpha_{PHR} = 0.259$$

USH est composé à 74,1% de schistes et à 25,9% de roches hyperalcalines.

 $(UBG) = \beta_{PB} * PB + (1 - \beta_{PB}) * (PG)$ = $\beta_{PB} (PB - PG) + PG$

d'où
$$\beta_{PB} = (UBG - PG)/(PB - PG)$$

 $\beta_{PB} = (0.745 - 0.25)/(1.81 - 0.25)$
 $= (0.495)/(1.56)$
 $\beta_{PB} = 0.317$
 $(1 - \beta_{PB}) = \beta_{PG} = 0.683$

UBG est composé à 31,7 de basaltes et à 68,3% de granites.

Calcul de (UBG) avec log Ta/Hf

$$(UBG) = \beta_{PB} * PB + (1 - \beta_{PB}) * (PG)$$
$$\beta_{PB} = (UBG - PG)/(PB - PG)$$
$$\beta_{PB} = (0.68 - 0.90)/(0.20 - 0.90)$$
$$= (-0.22)/(-0.70)$$

β_{PB} = 0.315

$(1-\beta_{PB}) = \beta_{PG} = 0.686$

VIII-2.a.2 - Composition lithologique des échantillons de sédiments et de sols d'Udaka.

<u>Principe</u>

D'après les considérations ci-dessus, les rapports des éléments fortement lithophiles (Hf, Ta, Co....) sont égaux aux rapports de ces éléments dans le domaine de socle source.

Calcul pour un échantillon e : échantillon de sol FUS 267.

Log Co/Hf = 0.5672

$$C_e = k_e (USH) + (1 - k_e)(UBG)$$

 $k_e = C_e - (UBG)/(USH - UBG)$

Co/Hf →
$$(0.567-0.745)/(0.435-0.745) = (-0.178)/(-0.31)$$

d'où k_e = $0.574 \rightarrow k_e^{USH} = 0.574$
 $(1-k_e^{USH}) = k_e^{UBG} = 0.426$

$$C_{e} = \partial_{PS}^{e} (PS) + \partial_{PB}^{e} (PB) + \partial_{PG}^{e} (PG) + \partial_{PHR}^{e} (PHR)$$

$$C_{e} = k_{USH} (USH) + (1 - k_{USH}) (UBG)$$

$$C_{e} = k_{USH}^{*} \alpha_{PS} (PS) + (1 - \alpha_{PS})^{*} k_{USH} (PHR) + (1 - k_{USH})^{*} \beta_{PB} (PB)$$

$$+ (1 - k_{USH})(1 - \beta_{PB}) (PG)$$

L'identification des 2 expressions donne:

L'échantillon **e** = **FUS 267** correspond à l'altération d'une portion de socle ayant la composition pétrographique suivante:

- schistes : 42.5%
- roches hyperalcalines : 14.9%
- granites : 29.5%
- basaltes : 13.5%

Le calcul des proportions des différents types pétrographiques sont vérifiés par le fait que leur somme est égale à 1. La provenance géologique et géographique des sols et des sédiments qui fixent et transportent la radioactivité peut donc être précisée à l'aide de la composition pétrographique de l'échantillon ainsi déterminée et comparée à la lithologie du socle représentée par la carte géologique. De plus le suivi dans le temps de l'évolution de la radioactivité dans ces échantillons peut permettre de mettre en évidence l'influence de la pétrogéochimie sur la mobilité des radioisotopes.

VIII-2.a.3 - Calcul pour un échantillon : échantillon de sol FUS 262.

Log Co/Hf = 0.6784C = k (USH) + (1 - k)(UBG)k = C - (UBG)/(USH - UBG)

$$C = (0.6784 - 0.745)/(0.435 - 0.745) = (-0.0666)/(-0.31)$$

d'où k = 0.2148 $\rightarrow k^{USH} = 0.2148$
 $(1-k^{USH}) = k^{UBG} = 0.7852$
 $C_{=} \partial_{PS} (PS) + \partial_{PB} (PB) + \partial_{PG} (PG) + \partial_{PHR} (PHR)$
 $C = k_{USH} (USH) + (1 - k_{USH})(UBG)$
 $C = k_{USH}^{*} \alpha_{PS}(PS) + (1 - \alpha_{PS})^{*} k_{USH} (PHR) + (1 - k_{USH})^{*} \beta_{PB} (PB)$
 $+ (1 - k_{USH})(1 - \beta_{PB}) (PG)$

L'identification des 2 expressions donne:

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{USH} * \alpha_{PS} = 0.2148 \times 0.741 = 0.159 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{USH}) = 0.7852 \times 0.317 = 0.249 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{USH}) (1 - \beta_{PB}) = 0.7852 \times 0.683 = 0.536 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{USH} = 0.2148 \times 0.259 = 0.056 \\ &\text{Somme} = 1.00 \end{split}$$

L'échantillon **FUS 262** correspond à l'altération d'une portion de socle ayant la composition pétrographique suivante:

- schistes : 15.9%

- roches hyperalcalines : 5.6%
- granites : 53.6%
- basaltes : 24.9%

VIII-2.a.4 - Calcul pour un échantillon u : échantillon de laisse FUL 262.

Pour C_u: log Ta/Hf = 0.259
log Co/Hf = 0.7172
$$C_{u} = k_{u} (USH) + (1 - k_{u})(UBG)$$
$$k_{u} = C_{u} - (UBG)/ (USH - UBG)$$
$$k_{u} = (0.717 - 0.745)/(0.435 - 0.745) = (-0.028)/(-0.31)$$
$$d'où k_{u} = 0.0903 \rightarrow k_{u}^{USH} = 0.0903$$
$$(1 - k_{u}^{USH}) = k_{u}^{UBG} = 0.909$$
$$\underline{\acute{E}chantillon FUL 262: proportion avec Ta/Hf}$$
$$C_{u} = \partial^{u}{}_{PS} (PS) + \partial^{u}{}_{PB} (PB) + \partial^{u}{}_{PG} (PG) + \partial^{u}{}_{PHR} (PHR)$$
$$C_{u} = k_{USH} (USH) + (1 - k_{USH})(UBG)$$
$$C_{u} = k_{USH} * \alpha_{PS}(PS) + (1 - \alpha_{PS}) * k_{USH} (PHR) + (1 - k_{USH}) * \beta_{PB} (PB)$$
$$+ (1 - k_{USH})(1 - \beta_{PB}) (PG)$$

La concentration (log des rapports Co/Hf) est exprimée:

a. en fonction des pôles extrêmes de la loi de mélange de l'ensemble des échantillons de sédiments d'Udaka (USH et UBG), soit :

$$C_u = k_u(USH) + (1 - k_u)(UBG)$$

b. En fonction d'une loi de mélange des 4 pôles pétrographiques (PS, PB, PG et PHR), soit :

$$C_{u} = \partial^{u}_{PS} (PS) + \partial^{u}_{PB} (PB) + \partial^{u}_{PG} (PG) + \partial^{u}_{PHR} (PHR)$$

L'identification des 2 expressions donne :

$$\partial^{u}_{PS} = k_{u} * \alpha_{PS} = 0.090 \times 0.741 = 0.067$$

 $\partial^{u}_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{u}) = 0.909 \times 0.317 = 0.288$
 $\partial^{u}_{PG} = (1 - k_{u}) (1 - \beta_{PB}) = 0.909 \times 0.683 = 0.622$

VIII-145

$$\partial^{u}_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{u} = 0.090 \times 0.259 = 0.023$$

Somme = 1.00

L'échantillon **u** = **FUL 262** correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 6,7%
- roches hyperalcalines : 2,3%
- granites : 62,2%
- basaltes : 28,8%

VIII-2.a.5 - Calcul pour un échantillon p : échantillon de laisse FUL 261.

Pour C_p : log Ta/Hf = 0.5195

 $\log \text{Co/Hf} = 0.8374$

$$C_p = k_p (USH) + (1 - k_p)(UBG)$$
$$K_p = C_p - (UBG)/(USH - UBG)$$

$$k_{p} = (0.5195 - 0.68)/(-0.20 - 0.68) = (-0.1605)/(-0.880)$$

d'où k_{p} = 0.1824 $\rightarrow k_{p}^{\text{USH}} = 0.1824$
 $(1-k_{l}^{\text{USH}}) = k_{p}^{\text{UBG}} = 0.8176$

$$\partial^{p}_{PS} = k_{p} * \alpha_{PS} = 0.1824 \text{ x } 0.741 = 0.135$$

$$\partial^{p}_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{p}) = 0.8176 \text{ x } 0.317 = 0.259$$

$$\partial^{p}_{PG} = (1 - k_{p}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8176 \text{ x } 0.683 = 0.558$$

$$\partial^{p}_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{p} = 0.1824 \text{ x } 0.259 = 0.047$$

Somme = 1.00

L'échantillon $\mathbf{p} = \mathbf{FUL} \ \mathbf{261}$ correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 13,5%
- roches hyperalcalines : 4,7%
- granites : 55,8%
- basaltes : 25,9%

VIII-2.a.6 - Calcul pour un échantillon l : échantillon de laisse FUL 264.

Pour C₁: $\log \text{ Ta/Hf} = 0.253$ $\log \text{ Co/Hf} = 0.5676$

$$C_l = k_l (USH) + (1 - k_l)(UBG)$$
$$K_l = C_l - (UBG)/(USH - UBG)$$

$$\begin{split} \text{K}_{\text{I}} &= (0.5676 - 0.745) / (0.435 - 0.745) = (-0.1774) / (-0.310) \\ \text{d'où } k_{\text{I}} &= 0.5722 \rightarrow k_{\text{I}}^{\text{USH}} = \!\! 0.5722 \\ &\quad (1 - k_{\text{I}}^{\text{USH}}) = k_{\text{I}}^{\text{UBG}} = 0.4278 \end{split}$$

$$\partial_{PS}^{l} = k_{1} * \alpha_{PS} = 0.5722 \times 0.741 = 0.424$$

$$\partial_{PB}^{l} = \beta_{PB} * (1 - k_{1}) = 0.4278 \times 0.317 = 0.136$$

$$\partial_{PG}^{l} = (1 - k_{1}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4278 \times 0.683 = 0.292$$

$$\partial_{PHR}^{l} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{1} = 0.5722 \times 0.259 = 0.148$$

Somme = 1.00

L'échantillon $\mathbf{l} = \mathbf{FUL} \ \mathbf{264}$ correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 42,4%
- roches hyperalcalines : 14,8%
- granites : 29.2%
- basaltes : 13,6%

VIII-2.a.7 - Calcul pour un échantillon m : échantillon de laisse FUL 265.

Pour C_m : log Ta/Hf = 0.3106 log Co/Hf = 0.6106

 $C_{m} = k_{m} (USH) + (1 - k_{m})(UBG)$ $K_{m} = C_{m} - (UBG)/(USH - UBG)$

$$k_{m} = (0.6106 - 0.745)/(0.435 - 0.745) = (-0.1344)/(-0.310)$$

d'où k_{m} = 0.4335 $\rightarrow k_{m}^{USH} = 0.4335$
 $(1-k_{m}^{USH}) = k_{m}^{UBG} = 0.5664$

$$\partial^{m}_{PS} = k_{m} * \alpha_{PS} = 0.4335 \times 0.741 = 0.321$$
$$\partial^{m}_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{m}) = 0.5664 \times 0.317 = 0.180$$
$$\partial^{m}_{PG} = (1 - k_{m}) (1 - \beta_{PB}) = 0.5664 \times 0.683 = 0.387$$
$$\partial^{m}_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{m} = 0.4335 \times 0.259 = 0.112$$
Somme = 1.00

L'échantillon $\mathbf{m} = \mathbf{FUL} \ \mathbf{265}$ correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 32,1%
- roches hyperalcalines : 11,2%
- granites : 38,7%
- basaltes : 18,0%

VIII-2.a.8 - Calcul pour un échantillon n : échantillon de laisse FUL 266.

Pour C_n : log Ta/Hf = 0.2544 log Co/Hf = 0.5357

$$C_n = k_n (USH) + (1 - k_n)(UBG)$$
$$K_n = C_n - (UBG)/(USH - UBG)$$

$$K_{n} = (0.5357 - 0.745)/(0.435 - 0.745) = (-0.2093/(-0.31))$$

d'où k_n = 0.6752 \rightarrow k_o^{USH} = 0.6752
(1-k_n^{USH}) = k_o^{UBG} = 0.3248

$$C_{n=}\partial^{n}_{PS}(PS) + \partial^{n}_{PB}(PB) + \partial^{n}_{PG}(PG) + \partial^{n}_{PHR}(PHR)$$

$$C_{n} = k_{n} (USH) + (1 - k_{n})(UBG)$$

$$C_{n} = k_{n} * \alpha_{PS}(PS) + (1 - \alpha_{PS}) * k_{n} (PHR) + (1 - k_{n}) * \beta_{PB} (PB)$$

$$+ (1 - k_{n})(1 - \beta_{PB}) (PG)$$

$$\partial^{n}_{PS} = k_{n} * \alpha_{PS} = 0.6752 \times 0.741 = 0.500$$

$$\partial^{n}_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{n}) = 0.3248 \times 0.317 = 0.103$$

$$\partial^{n}_{PG} = (1 - k_{n}) (1 - \beta_{PB}) = 0.3248 \times 0.683 = 0.222$$

$$\partial^{n}_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{n} = 0.6752 \times 0.259 = 0.175$$

Somme = 1.00

L'échantillon $\mathbf{n} = \mathbf{FUL} \ \mathbf{266}$ correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 50,0%
- roches hyperalcalines : 17,5%
- granites : 22,2%
- basaltes : 10,3%

VIII-2.a.9 - Calcul pour un échantillon o : échantillon de laisse FUL 267. Pour C_o : log Ta/Hf = 0.0707

 $\log \text{ Co/Hf} = 0.694$

$$C_o = k_o (USH) + (1 - k_o)(UBG)$$
$$k_o = C_o - (UBG)/(USH - UBG)$$

 $k_{o} = (0.694 - 0.745)/(0.435 - 0.745) = (-0.051/(-0.31))$ d'où k_{o} = 0.1645 $\rightarrow k_{o}^{USH} = 0.1645$ $(1-k_{o}^{USH}) = k_{o}^{UBG} = 0.835$

$$C_{o} = \partial^{o}_{PS} (PS) + \partial^{o}_{PB} (PB) + \partial^{o}_{PG} (PG) + \partial^{o}_{PHR} (PHR)$$

$$C_{o} = k_{o} (USH) + (1 - k_{o})(UBG)$$

$$C_{u} = k_{o}^{*} \alpha_{PS}(PS) + (1 - \alpha_{PS})^{*} k_{o} (PHR) + (1 - k_{o})^{*} \beta_{PB} (PB)$$

 $+ (1-k_o)(1-\beta_{PB}) (PG)$

$$\partial^{o}{}_{PS} = k_{o} * \alpha_{PS} = 0.1645 \text{ x } 0.741 = 0.122$$

$$\partial^{o}{}_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{o}) = 0.835 \text{ x } 0.317 = 0.265$$

$$\partial^{o}{}_{PG} = (1 - k_{o}) (1 - \beta_{PB}) = 0.835 \text{ x } 0.683 = 0.570$$

$$\partial^{o}{}_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{o} = 0.1645 \text{ x } 0.259 = 0.043$$

Somme = 1.00

L'échantillon **o** = **FUL 267** correspond à l'altération d'une partie de croûte composée de :

- schistes : 12,2%
- roches hyperalcalines : 4,3%
- granites : 57,0%
- basaltes : 26,5%

Le	tableau	suivant	résume	les	proportions	des	différents	types	pétrographiques			
constitutifs des échantillons de sols et de laisses étudiés du bassin d'Udaka.												

Туре	Échantillon	Schistes	Roches hyperalcalines	Granites	Basaltes
laisses	FUL261	13,5%	4,7%	55,8%	25,9%
	FUL262	6,7%	2,3%	62,2%	28,8%
	FUL264	42,4%	14,8%	29,2%	13,6%
	FUL265	32,1%	11,2%	38,7%	18,0%
	FUL266	50,0%	17,5%	22,2%	10,3%
	FUL267	12,2%	4,3%	57,0%	26,5%
Sols	FUS264	1,0%	0,36%	67,3%	31,3%
	FUS267	42,5%	14,9%	29,5%	13,5%

VIII-2.b - Cas du bassin de Nitta

Diagramme log Co/Hf versus Ta/Hf.



a. Corrélation.

Log Co/Hf = (1.7177 Log Ta/Hf) + 0.4828

$$R^2 = 0.51$$

b. Calcul de NSHR et NBG par log Ta/Hf et corrélation.

NSHR

Log Ta/Hf=-0.20 \rightarrow Ta/Hf= 0.631 Log Co/Hf= 0.4828-(0.2*1.7177) Log Co/Hf= 0.1393 \rightarrow Co/Hf= 1.3782

NBG

Log Ta/Hf=0.465 \rightarrow Ta/Hf= 2.9174 Log Co/Hf= 0.4828+(0.465*1.7177) Log Co/Hf= 1.2815 \rightarrow Co/Hf= 19.12

c. Lithologie des domaines sources.

(NSHR) = $\alpha_{PS} * PS + (1 - \alpha_{PS}) * (PHR)$

$$= \alpha_{PS} (PS - PHR) + PHR$$

d'où $\alpha_{PS} = (NSHR - PHR)/(PS - PHR)$
 $\alpha_{PS} = (0.1393 + 1.52)/(1.12 + 1.52)$
 $= (1.6593)/(2.64)$

$$\alpha_{PS} = 0.6285$$

(1- α_{ps}) = $\alpha_{PHR} = 0.3715$

NSHR est composé à 62,85% de schistes et à 37,15% de roches hyperalcalines.

(NBG) =
$$\beta_{PB} * PB + (1 - \beta_{PB}) * (PG)$$

= $\beta_{PB} (PB - PG) + PG$

d'où
$$\beta_{PB} = (NBG - PG)/(PB - PG)$$

 $\beta_{PB} = (1.2815 - 0.25)/(1.81 - 0.25)$
 $= (1.0315)/(1.56)$

$$\beta_{PB} = 0.6612$$

(1- β_{PB}) = $\beta_{PG} = 0.3388$

NBG est composé à 66.12% de basaltes et à 33,88% de granites.

VIII-2.c - Composition lithologique des échantillons de sédiments et de sols de Nitta.

VIII-2.c.1 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 202.

FNL 202 \rightarrow logCo/Hf = 0.4251

FNL 202 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL202 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.4251-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.8564)/(1.1422)
d'où k = 0.7498 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.7498$
 $(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.2502$

$$\begin{split} &C_{e} = \partial^{e}_{PS} (PS) + \partial^{e}_{PB} (PB) + \partial^{e}_{PG} (PG) + \partial^{e}_{PHR} (PHR) \\ &C_{e} = k_{NSHR} (NSHR) + (1 - k_{NSHR}) (NBG) \\ &C_{e} = k_{NSHR}^{*} \alpha_{PS} (PS) + (1 - \alpha_{PS})^{*} k_{NSHR} (PHR) + (1 - k_{NSHR})^{*} \beta_{PB} (PB) \\ &+ (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) (PG) \end{split}$$

L'identification des 2 expressions donne:

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.7498 \text{ x } 0.6228 = 0.467 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.2502 \text{ x } 0.6612 = 0.165 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.2502 \text{ x } 0.3388 = 0.085 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.7498 \text{ x } 0.3715 = 0.279 \\ \text{Somme} &= 0.996 \end{split}$$

L'échantillon **FNL 202** correspond à l'altération d'une portion de socle ayant la composition pétrographique suivante:

- schistes : 46.7%
- roches hyperalcalines : 27.9%
- granites : 8.5%
- basaltes : 16.5%

VIII-2.c.2 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 203.

FNL 203 \rightarrow logCo/Hf = 0.3867 FNL 203 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG) k =(FNL203 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.3867 - 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.8948)/(1.1422) d'où k = 0.7834 \rightarrow k^{NSHR} =0.7834 (1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.2166
$$\begin{split} &C_{e} = \partial^{e}_{PS} (PS) + \partial^{e}_{PB} (PB) + \partial^{e}_{PG} (PG) + \partial^{e}_{PHR} (PHR) \\ &C_{e} = k_{NSHR} (NSHR) + (1 - k_{NSHR}) (NBG) \\ &C_{e} = k_{NSHR}^{*} \alpha_{PS} (PS) + (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} (PHR) + (1 - k_{NSHR}) * \beta_{PB} (PB) \\ &+ (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) (PG) \end{split}$$

L'identification des 2 expressions donne: $\partial_{PS} = k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.7834 \times 0.6228 = 0.4879$ $\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.2166 \times 0.6612 = 0.1432$ $\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.2166 \times 0.3388 = 0.0734$ $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.7834 \times 0.3715 = 0.2910$ Somme = 0.996

L'échantillon e = FNL 203 correspond à l'altération d'une portion de socle ayant la composition pétrographique suivante:

- schistes : 48.8%
- roches hyperalcalines : 29.1%
- granites : 7.3%
- basaltes : 14.3%

VIII-2.c.3 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 204.

FNL 204 \rightarrow logCo/Hf = 0.6051

FNL 204 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)k =(FNL204 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.6051-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.6764)/(1.1422) d'où k = 0.592 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.592 (1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.4078

 $C_{e} = \partial^{e}_{PS} (PS) + \partial^{e}_{PB} (PB) + \partial^{e}_{PG} (PG) + \partial^{e}_{PHR} (PHR)$ $C_{e} = k_{NSHR} (NSHR) + (1 - k_{NSHR})(NBG)$

$$\begin{split} C_{e} &= k_{\text{NSHR}}^{*} \alpha_{\text{PS}}(\text{PS}) + (1 - \alpha_{\text{PS}})^{*} k_{\text{NSHR}} (\text{PHR}) + (1 - k_{\text{NSHR}})^{*} \beta_{\text{PB}} (\text{PB}) \\ &+ (1 - k_{\text{NSHR}})(1 - \beta_{\text{PB}}) (\text{PG}) \end{split}$$

L'identification des 2 expressions donne:

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.592 \text{ x } 0.6228 = 0.369 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.4078 \text{ x } 0.6612 = 0.270 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4078 \text{ x } 0.3388 = 0.138 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.592 \text{ x } 0.3715 = 0.220 \\ \text{Somme} &= 0.997 \end{split}$$

L'échantillon FNL 204 correspond à:

- schistes : 36.9%
- roches hyperalcalines : 22.0%
- granites : 13.8%
- basaltes : 27.0%

VIII-2.c.4 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 205.

FNL 205 \rightarrow logCo/Hf = 0.5979

FNL 205 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL205 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.5979-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.6836)/(1.1422)
d'où k = 0.5985 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.5985
(1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.4015

$$\partial_{PS} = k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.5985 \text{ x } 0.6228 = 0.373$$
$$\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.4015 \text{ x } 0.6612 = 0.265$$
$$\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4015 \text{ x } 0.3388 = 0.136$$

$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.5985 \text{ x } 0.3715 = 0.222$ Somme = 0.996

L'échantillon FNL205 correspond à :

- schistes : 37,3%
- roches hyperalcalines : 22.2%
- granites : 13.6%
- basaltes : 26.5%

VIII-2.c.5 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 206.

FNL 206 \rightarrow logCo/Hf = 0.7732

FNL 206 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG) k =(FNL206 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.7732 - 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.5083)/(1.1422) d'où k = 0.4450 $\rightarrow k^{\text{NSHR}} = 0.445$ $(1-k^{\text{NSHR}}) = k^{\text{NBG}} = 0.555$

 $\partial_{PS} = k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.445 \times 0.6228 = 0.277$ $\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.555 \times 0.6612 = 0.367$ $\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.555 \times 0.3388 = 0.188$ $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.445 \times 0.3715 = 0.165$ Somme = 0.997

L'échantillon FNL206 correspond à :

- schistes : 27.7%
- roches hyperalcalines : 16.5%
- granites : 18.8%
- basaltes : 36.7%

VIII-2.c.6 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 209.

FNL 209 \rightarrow logCo/Hf = 1.078

FNL 209 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)k =(FNL209 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(1.1078-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.2035)/(1.1422) d'où k = 0.1782 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.1782 (1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.8218

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.1782 \text{ x } 0.6228 = 0.111 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.8218 \text{ x } 0.6612 = 0.543 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8218 \text{ x } 0.3388 = 0.278 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.1781 \text{ x } 0.3715 = 0.0661 \\ \text{Somme} &= 0.999 \end{split}$$

L'échantillon FNL209 correspond à :

- schistes : 11.1%
- roches hyperalcalines : 6.6%
- granites : 27.8%
- basaltes : 51.3%

VIII-2.c.7 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 217.

FNL 217 \rightarrow logCo/Hf = 0.7606

FNL 217 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL217 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.7606- 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.5209)/(1.1422)
d'où k = 0.456 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.456$
 $(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.544$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.456 \text{ x } 0.6228 = 0.284 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.544 \text{ x } 0.6612 = 0.360 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.544 \text{ x } 0.3388 = 0.184 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.456 \text{ x } 0.3715 = 0.169 \\ \text{Somme} &= 0.997 \end{split}$$

L'échantillon FNL217 correspond à :

- schistes : 28,4%
- roches hyperalcalines : 16,9%
- granites : 28,4%
- basaltes : 36,0%

VIII-2.c.8 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 218.

VIII-2.c.9 -

FNL 218 \rightarrow logCo/Hf = 0.7312

FNL 218 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)k =(FNL218 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.7312 - 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.5503)/(1.1422) d'où k = 0.4818 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.4818$ $(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.5182$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.4818 \text{ x } 0.6228 = 0.300 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.5182 \text{ x } 0.6612 = 0.343 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.5182 \text{ x } 0.3388 = 0.176 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.4818 \text{ x } 0.3715 = 0.179 \\ \text{Somme} &= 0.998 \end{split}$$

L'échantillon FNL218 correspond à :

- schistes : 30.0%
- roches hyperalcalines : 17.9%
- granites : 17.6%
- basaltes : 34.3%

VIII-2.c.10 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 219.

FNL 219 \rightarrow logCo/Hf = 1.1078

FNL 219 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL219 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(1.1078-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.1737)/(1.1422)
d'où k = 0.1521 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.1521
(1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.8479

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.1521 \text{ x } 0.6228 = 0.095 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.8479 \text{ x } 0.6612 = 0.561 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8479 \text{ x } 0.3388 = 0.287 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.1521 \text{ x } 0.3715 = 0.057 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FNL219 correspond à :

- schistes : 9.5%
- roches hyperalcalines : 5.6%
- granites : 28.7%
- basaltes : 56.1%

VIII-2.c.11 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 220.

FNL 220 \rightarrow logCo/Hf = 0.6691

FNL 220 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL220 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.6691- 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.6124)/(1.1422)
d'où k = 0.5362 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.5362
(1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.4638

$$\partial_{PS} = k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.5362 \times 0.6228 = 0.334$$

$$\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.4638 \times 0.6612 = 0.307$$

$$\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4638 \times 0.3388 = 0.157$$

$$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.5362 \times 0.3715 = 0.199$$

Somme = 0.997

L'échantillon FNL220 correspond à :

- schistes : 33,4%
- roches hyperalcalines : 19,9%
- granites : 15,7%
- basaltes : 30,7%

VIII-2.c.12 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 221.

FNL 221 \rightarrow logCo/Hf = 0.5539

FNL 221 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG) k =(FNL221 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.5539-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.7276)/(1.1422) d'où k = 0.637 \rightarrow k^{NSHR} =0.637 (1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.363

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.637 \text{ x } 0.6228 = 0.397 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.363 \text{ x } 0.6612 = 0.240 \end{split}$$

$$\begin{split} \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) \; (1 - \beta_{PB}) = 0.363 \; x \; 0.3388 = 0.123 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) \; * \; k_{NSHR} = 0.637 \; x \; 0.3715 = 0.237 \\ & \text{Somme} = 0.997 \end{split}$$

L'échantillon FNL221 correspond à :

- schistes : 39,7%
- roches hyperalcalines : 23,7%
- granites : 12,3%
- basaltes : 24,0%

VIII-2.c.13 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 222.

FNL 222 \rightarrow logCo/Hf = 0.8845

FNL 222 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL222 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.8845-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.397)/(1.1422)
d'où k = 0.3476 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.3476$
 $(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.652$

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.3476 \text{ x } 0.6228 = 0.216 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.652 \text{ x } 0.6612 = 0.431 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.652 \text{ x } 0.3388 = 0.221 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.3476 \text{ x } 0.3715 = 0.129 \\ \text{Somme} &= 0.997 \end{aligned}$$

L'échantillon FNL222 correspond à :

- schistes : 21,6%
- roches hyperalcalines : 12,9%
- granites : 22,1%
- basaltes : 43,1%

VIII-2.c.14 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 223.

FNL 223 \rightarrow logCo/Hf = 0.8136

FNL 223 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL223 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.8136- 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.4679)/(1.1422)
d'où k = 0.4096 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.4196
(1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.590

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.4196 \text{ x } 0.6228 = 0.261 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.590 \text{ x } 0.6612 = 0.390 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.590 \text{ x } 0.3388 = 0.200 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.4196 \text{ x } 0.3715 = 0.156 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FNL223 correspond à :

- roches hyperalcalines : 15,6%

- granites : 20,0%

basaltes : 39,0%

VIII-2.c.15 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 224.

FNL 224 \rightarrow logCo/Hf = 0.5635

FNL 224 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNL224 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.5635-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.718)/(1.1422)
d'où k = 0.629 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.629$

$$(1-k^{\text{NSHR}}) = k^{\text{NBG}} = 0.371$$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.629 \text{ x } 0.6228 = 0.392 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.371 \text{ x } 0.6612 = 0.246 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.371 \text{ x } 0.3388 = 0.126 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.629 \text{ x } 0.3715 = 0.234 \\ \text{Somme} &= 0998 \end{split}$$

L'échantillon FNL224 correspond à :

- schistes :39.2%
- roches hyperalcalines : 23.4%
- granites : 12.6%
- basaltes : 24.6%

VIII-2.c.16 - Calcul pour l'échantillon de laisse FNL 271.

FNL 271 \rightarrow logCo/Hf = 0.1782

FNL 271 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)
k =(FNL271 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.1782- 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (1.1033)/(1.1422)
d'où k = 0.966
$$\rightarrow$$
 k^{NSHR} =0.966
(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.034

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.966 \text{ x } 0.6228 = 0.602 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.034 \text{ x } 0.6612 = 0.022 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.034 \text{ x } 0.3388 = 0.012 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.966 \text{ x } 0.3715 = 0.359 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FNL271 correspond à :

- schistes :60.2%
- roches hyperalcalines : 35.9%
- granites : 1.2%
- basaltes : 2.2%

VIII-2.c.17 - Calcul pour l'échantillon de sol FNS 203.

FNS $203 \rightarrow \log Co/Hf = 0.5908$

FNS 203 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)k =(FNS203 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.5908-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.6907)/(1.1422) d'où k = 0.605 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.605 (1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.395

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.605 \text{ x } 0.6228 = 0.377 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.395 \text{ x } 0.6612 = 0.261 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.395 \text{ x } 0.3388 = 0.134 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.605 \text{ x } 0.3715 = 0.225 \\ \text{Somme} &= 0.997 \end{split}$$

L'échantillon FNS203 correspond à :

- schistes : 37.7%
- roches hyperalcalines : 22.5%
- granites : 13.4%
- basaltes : 26.1%

VIII-2.c.18 - Calcul pour l'échantillon de sol FNS 204.

FNS 204 \rightarrow logCo/Hf = 0.7392

FNS 204 = k (NSHR) +
$$(1 - k)(NBG)$$

k =(FNS204 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.7392-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.5423)/(1.1422)
d'où k = 0.475 $\rightarrow k^{NSHR} = 0.475$
 $(1-k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.525$

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.475 \text{ x } 0.6228 = 0.296 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.525 \text{ x } 0.6612 = 0.347 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.525 \text{ x } 0.3388 = 0.178 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.475 \text{ x } 0.3715 = 0.176 \\ \text{Somme} &= 0.997 \end{aligned}$$

L'échantillon FNS204 correspond à :

- schistes :29.6%
- roches hyperalcalines : 17.6%
- granites : 17.8%
- basaltes : 34.7%

VIII-2.c.19 - Calcul pour l'échantillon de sol FNS 208.

FNS 208 \rightarrow logCo/Hf = 1.1059

FNS 208 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG) k =(FNS208 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(1.1059 - 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.1756)/(1.1422) d'où k = 0.154 $\rightarrow k^{\text{NSHR}} = 0.154$ $(1-k^{\text{NSHR}}) = k^{\text{NBG}} = 0.846$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.154 \text{ x } 0.6228 = 0.096 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.846 \text{ x } 0.6612 = 0.560 \end{split}$$

$$\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.846 \text{ x } 0.3388 = 0.287$$

 $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.154 \text{ x } 0.3715 = 0.057$
Somme = 1

L'échantillon FNS208 correspond à :

- schistes :9.6%
- roches hyperalcalines : 5.7%
- granites : 28.7%
- basaltes : 56.0%

VIII-2.c.20 - Calcul pour l'échantillon de sol FNS 216.

FNS 216 \rightarrow logCo/Hf = 0.8980

FNS 216 = k (NSHR) +
$$(1 - k)$$
(NBG)
k =(FNS216 - NBG)/ (NSHR - NBG)
k =(0.8980- 1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.3835)/(1.1422)
d'où k = 0.336 $\rightarrow k^{\text{NSHR}} = 0.336$
 $(1-k^{\text{NSHR}}) = k^{\text{NBG}} = 0.664$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.336 \text{ x } 0.6228 = 0.209 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.664 \text{ x } 0.6612 = 0.439 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.664 \text{ x } 0.3388 = 0.225 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.336 \text{ x } 0.3715 = 0.125 \\ \text{Somme} &= 0.998 \end{split}$$

L'échantillon FNS216 correspond à :

- schistes :20.9%
- roches hyperalcalines : 12.5%
- granites : 22.5%
basaltes : 43.9%

VIII-2.c.21 - Calcul pour l'échantillon de sol FNS 237.

FNS 237 \rightarrow logCo/Hf = 0.8579

FNS 237 = k (NSHR) + (1 - k)(NBG)k =(FNS237 - NBG)/ (NSHR - NBG) k =(0.8579-1.2815/(0.1393 - 1.2815) = (0.4236)/(1.1422) d'où k = 0.371 $\rightarrow k^{NSHR}$ =0.371 (1- k^{NSHR}) = k^{NBG} = 0.629

$$\partial_{PS} = k_{NSHR} * \alpha_{PS} = 0.371 \times 0.6228 = 0.231$$

$$\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{NSHR}) = 0.629 \times 0.6612 = 0.416$$

$$\partial_{PG} = (1 - k_{NSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.629 \times 0.3388 = 0.213$$

$$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{NSHR} = 0.371 \times 0.3715 = 0.138$$

Somme = 0.998

L'échantillon FNS237 correspond à :

- schistes :23.1%
- roches hyperalcalines : 13.8%
- granites : 21.3%
- basaltes : 41.6%

Le tableau suivant résume les proportions des différents types pétrographiques constitutifs des échantillons de sols et de laisses étudiés du bassin de Nitta.

Туре	Échantillon	Schistes	Roches hyperalcalines	Granites	Basaltes
laisses	FNL202	46,7%	27,9%	8,5%	16,5%

	FNL203	48,8%	29,1%	7,3%	14,3%
	FNL204	36,9%	22,0%	13,8%	27,0%
	FNL205	37,3%	22,2%	13,6%	26,5%
	FNL206	27,7%	16,5%	18,8%	36,7%
	FNL209	11,1%	6,6%	27,8%	54,3%
	FNL217	28,4%	16,9%	28,4%	36,0%
	FNL218	30,0%	17,9%	17,6%	34,3%
	FNL219	9,5%	5,6%	28,7%	56,1%
	FNL220	33,4%	19,9%	15,7%	30,7%
	FNL221	39,7%	23,7%	12,3%	24,0%
	FNL222	21,6%	12,9%	22,1%	43,1%
	FNL223	26,1%	15,6%	20,0%	39,0%
	FNL224	39,2%	23,4%	12,6%	24,6%
	FNL271	60,2%	35,9%	1,2%	2,2%
sols	FNS203	37,7%	22,5%	13,4%	26,1%
	FNS204	29,6%	17,6%	17,8%	34,7%
	FNS208	9,6%	5,7%	28,7%	56,0%
	FNS216	20,9%	12,5%	22,5%	43,9%
	FNS237	23,1%	13,8%	21,3%	41,6%

VIII-2.d - Cas du bassin de Mano

Diagramme log Co/Hf versus log Ta/Hf.

a) Corrélation de l'ensemble des points.

Un échantillon de ce bassin s'écarte significativement de la corrélation : ce sont le sol et la laisse du site M244 \rightarrow on supprime l'échantillon de la corrélation. L'équation de la corrélation modifiée est : log Co/Hf = (2.4491 logTa/Hf) +0.6053

avec $R^2 = 0.64$.



b) *Détermination graphique de la composition géochimique des domaines sources.*

MSHR

 $Log Ta/Hf=-0.20 \rightarrow Ta/Hf=0.631$

 $Log Co/Hf=0.125 \rightarrow Co/Hf=1.334$

MBG

 $\text{Log Ta/Hf=}0.365 \rightarrow \text{Ta/Hf=} 2.317$

 $Log Co/Hf = 1.50 \rightarrow Co/Hf = 31.623$

c) *Détermination de la composition lithologique des domaines sources.*

(MSHR) = α_{PS} * PS + (1- α_{PS}) * (PHR) = α_{PS} (PS - PHR) + PHR

En
$$\log \rightarrow \alpha_{PS} = (MSHR - PHR)/(PS - PHR)$$

 $\alpha_{PS} = (0.125 + 1.52)/(1.12 + 1.52)$
 $= (1.645)/(2.64)$
 $\alpha_{PS} = 0.623$
 $(1 - \alpha_{ps}) = \alpha_{PHR} = 0.377$

MSHR comporte 62,3% de schistes et 37,7% de roches hyperalcalines.

$$(MBG) = \beta_{PB} * PB + (1 - \beta_{PB}) * (PG)$$
$$= \beta_{PB} (PB - PG) + PG$$

d'où $\beta_{PB} = (MBG - PG)/(PB - PG)$ $\beta_{PB} = (1.5 - 0.25)/(1.81 - 0.25)$ = (1.25)/(1.56)

$$\beta_{PB} = 0.801$$

(1- β_{PB}) = $\beta_{PG} = 0.199$

MBG comporte 80.1% de basaltes et 19.9% de granites.

d) Composition lithologique des échantillons de Mano.

VIII-2.d.1 - Échantillon de laisse FML 225.

FML 225 \rightarrow logCo/Hf = 0.7682 FML 225 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML225 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.7682-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.7318)/(1.375) d'où k = 0.5322 \rightarrow k^{MSHR} =0.5322 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.4678

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.5322 \text{ x } 0.623 = 0.332 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.4678 = 0.375 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4678 \text{ x } 0.199 = 0.093 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.5322 = 0.201 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML225 est composé de :

- schistes : 33.2%
- roches hyperalcalines : 20.1%
- granites : 9.3%
- basaltes : 37.5%

Échantillon de laisse FML 226.

FML 226→ logCo/Hf = 1.018 FML 226 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML226 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.018-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.482)/(1.375) d'où k = 0.351 → k^{MSHR} =0.351 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.649

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.351 \text{ x } 0.623 = 0.219 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.649 = 0.520 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.649 \text{ x } 0.199 = 0.129 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.351 = 0.132 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$$

L'échantillon FML226 est composé de :

- schistes : 21,9%
- roches hyperalcalines : 13,2%
- granites : 12,9%
- basaltes : 52,0%

VIII-2.d.2 - Échantillon de laisse FML 227.

FML 227 \rightarrow logCo/Hf = 0.734

FML 227 = k (MSHR) +
$$(1 - k)$$
(MBG)
k =(FML227 - MBG)/ (MSHR - MBG)
k =(0.734-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.766)/(1.375)
d'où k = 0.557 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.557$
 $(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.443$

 $\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.557 \text{ x } 0.623 = 0.347 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.443 = 0.354 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.443 \text{ x } 0.199 = 0.089 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.557 = 0.210 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$

L'échantillon FML227 est composé de :

- schistes : 34.7%
- roches hyperalcalines : 21.0%
- granites : 8.9%
- basaltes : 35.4%

Échantillon de laisse FML 228.

FML 228 \rightarrow logCo/Hf = 0.238 FML 228 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML228 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.238-1.50) / (0.125 - 1.50) = (1.262)/(1.375) d'où k = 0.918 \rightarrow k^{MSHR} =0.918 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.082

 $\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.918 \text{ x } 0.623 = 0.572 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.082 = 0.066 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.082 \text{ x } 0.199 = 0.016 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.98 = 0.346 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$

L'échantillon FML228 est composé de :

- schistes : 57.2%
- roches hyperalcalines : 34.6%
- granites : 1.6%

- basaltes : 6.6%

Échantillon de laisse FML 229.

FML 229 \rightarrow logCo/Hf = 1.0562 FML 229 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML229 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.0562-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.4438)/(1.375) d'où k = 0.323 \rightarrow k^{MSHR} =0.323 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.677

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.323 \text{ x } 0.623 = 0.201 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.677 = 0.542 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.677 \text{ x } 0.199 = 0.135 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.323 = 0.122 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML229 est composé de :

- schistes : 20.1%
- roches hyperalcalines : 12.2%
- granites : 13.5%
- basaltes : 54.2%

Échantillon de laisse FML 230.

FML 230 \rightarrow logCo/Hf = 0.963

FML 230 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML230 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.963-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.537)/(1.375) d'où k = 0.390 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.390$ $(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.609$

 $\partial_{PS} = k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.39 \text{ x } 0.623 = 0.243$

$$\begin{split} \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.609 = 0.487 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.609 \text{ x } 0.199 = 0.122 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.390 = 0.147 \\ \text{Somme} = 1 \end{split}$$

L'échantillon FML230 est composé de :

- schistes : 24.3%
- roches hyperalcalines : 14.7%
- granites : 12.2%
- basaltes : 48.7%

Échantillon de laisse FML 231

FML 231 \rightarrow logCo/Hf = 1.0568 FML 231 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML231 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.0568-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.4432)/(1.375) d'où k = 0.322 \rightarrow k^{MSHR} =0.322 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.678

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.322 \text{ x } 0.623 = 0.201 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.678 = 0.543 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.678 \text{ x } 0.199 = 0.135 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.322 = 0.121 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML231 est composé de :

- schistes : 20.1%
- roches hyperalcalines : 12.1%
- granites : 13.5%
- basaltes : 54.3%

Échantillon de laisse FML 232.

FML 232 \rightarrow logCo/Hf = 1.1057 FML 232 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML232 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.1057-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.3943)/(1.375) d'où k = 0.287 \rightarrow k^{MSHR} =0.287 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.713

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.287 \text{ x } 0.623 = 0.179 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.713 = 0.571 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.713 \text{ x } 0.199 = 0.142 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.287 = 0.108 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$$

L'échantillon FML232 est composé de :

- schistes : 17.9%
- roches hyperalcalines : 10.8%
- granites : 14.2%
- basaltes : 57.1%

Échantillon de laisse FML 233.

FML 233 \rightarrow logCo/Hf = 0.9399 FML 233 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML233 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.9399-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.5601)/(1.375) d'où k = 0.4073 \rightarrow k^{MSHR} =0.4073 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.5927
$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.4073 \text{ x } 0.623 = 0.254 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.5927 = 0.475 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.5927 \text{ x } 0.199 = 0.118 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.4073 = 0.154 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML233 est composé de :

- schistes : 25.4%
- roches hyperalcalines : 15.4%
- granites : 11.8%
- basaltes : 47.5%

Échantillon de laisse FML 234.

FML 234 \rightarrow logCo/Hf = 1.1996 FML 234 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML234 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.1996-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.3004)/(1.375) d'où k = 0.2185 \rightarrow k^{MSHR} =0.2185 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.7815

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.2185 \text{ x } 0.623 = 0.136 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.7815 = 0.625 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.7815 \text{ x } 0.199 = 0.155 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.2185 = 0.082 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML234 est composé de :

- schistes : 13.6%
- roches hyperalcalines : 8.2%
- granites : 15.5%

- basaltes : 62.5%

Échantillon de laisse FML 235.

FML 235 \rightarrow logCo/Hf = 1.4888 FML 235 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML235 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.4888- 1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.0112)/(1.375) d'où k = 0.0081 \rightarrow k^{MSHR} =0.0081 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.9918

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.0081 \text{ x } 0.623 = 0.005 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.9918 = 0.794 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.9918 \text{ x } 0.199 = 0.197 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.0081 = 0.0031 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML235 est composé de :

- schistes : 0.5%
- roches hyperalcalines : 0.31%
- granites : 19.7%
- basaltes : 79.4%

Échantillon de laisse FML 236.

FML 236 \rightarrow logCo/Hf = 1.3505

FML 236 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML236 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.3505-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.1495)/(1.375) d'où k = 0.1087 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.1087$ $(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.8913$

 $\partial_{PS} = k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.1087 \text{ x } 0.623 = 0.068$

$$\begin{split} \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.8913 = 0.714 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8913 \text{ x } 0.199 = 0.177 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.1087 = 0.041 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML236 est composé de :

- schistes : 6.8%
- roches hyperalcalines : 4.1%
- granites : 17.7%
- basaltes : 71.4%

Échantillon de laisse FML 240.

FML 240 \rightarrow logCo/Hf = 0.4880

FML 240 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML240 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.4880- 1.50) / (0.125 - 1.50) = (1.012)/(1.375) d'où k = 0.736 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.736$ (1- k^{MSHR}) = $k^{MBG} = 0.264$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.736 \text{ x } 0.623 = 0.459 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.264 = 0.211 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.264 \text{ x } 0.199 = 0.053 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.736 = 0.277 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML240 est composé de :

- schistes : 45.9%
- roches hyperalcalines : 27.7%
- granites : 5.3%
- basaltes : 21.1%

Échantillon de laisse FML 241.

FML 241 \rightarrow logCo/Hf = 0.7750 FML 241 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML241 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.7750-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.725)/(1.375) d'où k = 0.527 \rightarrow k^{MSHR} =0.527 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.473

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.527 \text{ x } 0.623 = 0.328 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.473 = 0.379 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.473 \text{ x } 0.199 = 0.094 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.527 = 0.199 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML241 est composé de :

- schistes : 32.8%
- roches hyperalcalines : 19.9%
- granites : 9.4%
- basaltes : 37.9%

Échantillon de laisse FML 242.

FML 242 \rightarrow logCo/Hf = 0.7049

FML 242 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML242 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.7049-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.7981)/(1.375) d'où k = 0.580 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.580$ $(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.420$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.580 \text{ x } 0.623 = 0.361 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.420 = 0.336 \end{split}$$

 $\partial_{PG} = (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.420 \text{ x } 0.199 = 0.084$ $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.580 = 0.219$ Somme = 1

L'échantillon FML242 est composé de :

- schistes : 36.1%
- roches hyperalcalines : 21.9%
- granites : 8.4%
- basaltes : 33.6%

Échantillon de laisse FML 243.

FML 243 \rightarrow logCo/Hf = 0.8573 FML 243 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML243 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.8573-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.6427)/(1.375) d'où k = 0.467 \rightarrow k^{MSHR} =0.467 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.533

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.467 \text{ x } 0.623 = 0.291 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.533 = 0.427 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.533 \text{ x } 0.199 = 0.106 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.467 = 0.176 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML243 est composé de :

- schistes : 29.1%
- roches hyperalcalines : 17.6%
- granites : 10.6%
- basaltes : 42.7%

Échantillon de laisse FML 244.

FML 244 \rightarrow logCo/Hf = 0.3981

FML 244 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML244 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.3981-1.50) / (0.125 - 1.50) = (1.1019)/(1.375) d'où k = 0.801 $\rightarrow k^{\text{MSHR}} = 0.801$ $(1-k^{\text{MSHR}}) = k^{\text{MBG}} = 0.199$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.801 \text{ x } 0.623 = 0.499 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.199 = 0.159 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.199 \text{ x } 0.199 = 0.040 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.801 = 0.302 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FML244 est composé de :

- schistes : 49.9%
- roches hyperalcalines : 30.2%
- granites : 4.0%
- basaltes : 15.9%

Échantillon de laisse FML 270.

FML 270→ logCo/Hf = 1.2156 FML 270 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FML270 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.2156-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.2844)/(1.375) d'où k = 0.207 → k^{MSHR} =0.207 (1- k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.793

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.207 \text{ x } 0.623 = 0.129 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.793 = 0.635 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.793 \text{ x } 0.199 = 0.158 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.207 = 0.078 \end{split}$$

Somme = **1**

L'échantillon FML270 est composé de :

- schistes : 12.8%
- roches hyperalcalines : 7.8%
- granites : 15.8%
- basaltes : 63.5%

Échantillon de sol FMS 230.

FMS 230 \rightarrow logCo/Hf = 1.3853

FMS 230 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS230 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.3853-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.1147)/(1.375) d'où k = 0.0834 $\rightarrow k^{MSHR} = 0.0834$ $(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.9166$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.0834 \text{ x } 0.623 = 0.049 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.9166 = 0.734 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.9166 \text{ x } 0.199 = 0.182 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.0834 = 0.031 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS230 est composé de :

- schistes : 4.9%
- roches hyperalcalines : 3.1%
- granites : 18.2%
- basaltes : 73.4%

Échantillon de sol FMS 233.

FMS 233 \rightarrow **logCo/Hf** = **1.4813** FMS 233 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG)

k =(FMS233 – MBG)/ (MSHR – MBG)
k =(1.4813–1.50) / (0.125 – 1.50) = (0.0187)/(1.375)
d'où k = 0.0136 →
$$k^{MSHR}$$
 =0.0136
(1- k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.9864

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.0136 \text{ x } 0.623 = 0.0084 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.9864 = 0.790 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.9864 \text{ x } 0.199 = 0.196 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.0136 = 0.0051 \\ \text{ Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS233 est composé de :

- schistes : 0.84%
- roches hyperalcalines : 0.51%
- granites : 19.6%
- basaltes : 79.0%

Échantillon de sol FMS 235.

FMS 235 \rightarrow logCo/Hf = 1.0936 FMS 235 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS235 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.0936-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.4064)/(1.375) d'où k = 0.296 \rightarrow k^{MSHR} =0.296 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.704

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.296 \text{ x } 0.623 = 0.184 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.704 = 0.564 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.704 \text{ x } 0.199 = 0.140 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.296 = 0.112 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS235 est composé de :

- schistes : 18,4%
- roches hyperalcalines : 11,2%
- granites : 14,0%
- basaltes : 56,4%

Échantillon de sol FMS 240.

FMS 240
$$\rightarrow$$
 logCo/Hf = 0.2033
FMS 240 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG)
k =(FMS240 - MBG)/ (MSHR - MBG)
k =(0.2033-1.50) / (0.125 - 1.50) = (1.2967)/(1.375)
d'où k = 0.943 \rightarrow k^{MSHR} =0.943
(1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.0569

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.943 \text{ x } 0.623 = 0.587 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.057 = 0.046 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.0569 \text{ x } 0.199 = 0.011 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.943 = 0.356 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS240 est composé de :

- schistes : 58,7%
- roches hyperalcalines : 35,6%
- granites : 1.1%
- basaltes : 4,6%

Échantillon de sol FMS 241.

FMS 241 \rightarrow logCo/Hf = 0.624 FMS 241 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG)

k =(FMS241 – MBG)/ (MSHR – MBG)
k =(0.624–1.50) / (0.125 – 1.50) = (0.876)/(1.375)
d'où k = 0.637 →
$$k^{MSHR}$$
 =0.637
(1- k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.363

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.637 \text{ x } 0.623 = 0.397 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.363 = 0.290 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.363 \text{ x } 0.199 = 0.073 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.637 = 0.240 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS241 est composé de :

- schistes : 39.7%
- roches hyperalcalines : 24.0%
- granites : 7.3%
- basaltes : 29.0%

Échantillon de sol FMS 242.

FMS 242 \rightarrow logCo/Hf = 0.8618 FMS 242 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS242 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.8618-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.6382)/(1.375) d'où k = 0.464 \rightarrow k^{MSHR} =0.464 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.536

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.464 \text{ x } 0.623 = 0.289 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.536 = 0.429 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.536 \text{ x } 0.199 = 0.107 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.464 = 0.175 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS242 est composé de :

- schistes : 28,9%
- roches hyperalcalines : 17,5%
- granites : 10,7%
- basaltes : 42,9%

Échantillon de sol FMS 243.

FMS 243 \rightarrow logCo/Hf = 1.0854 FMS 243 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS243 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(1.0854-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.4146)/(1.375) d'où k = 0.302 \rightarrow k^{MSHR} =0.302 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.698

$$\partial_{PS} = k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.302 \times 0.623 = 0.188$$

$$\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \times 0.698 = 0.559$$

$$\partial_{PG} = (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.698 \times 0.199 = 0.139$$

$$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \times 0.302 = 0.114$$

Somme = 1

L'échantillon FMS243 est composé de :

- schistes : 18.8%
- roches hyperalcalines : 11.4%
- granites : 13.9%
- basaltes : 55.9%

Échantillon de sol FMS 244.

FMS 244 \rightarrow logCo/Hf = 0.5896 FMS 244 = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS244 - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.5896-1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.9104)/(1.375) d'où k = 0.662 \rightarrow k^{MSHR} =0.662

$(1-k^{\text{MSHR}}) = k^{\text{MBG}} = 0.338$

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.662 \text{ x } 0.623 = 0.412 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.338 = 0.271 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.338 \text{ x } 0.199 = 0.067 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.662 = 0.250 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS244 est composé de :

- schistes : 41,2%
- roches hyperalcalines : 25.0%
- granites : 6,7%
- basaltes : 27,1%

Échantillon de sol FMS 270a.

FMS 270a→ logCo/Hf = 0.9292 FMS 270a = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS270a - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.9292- 1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.5708)/(1.375) d'où k = 0.415 → k^{MSHR} =0.415 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.585

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.415 \text{ x } 0.623 = 0.259 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.585 = 0.469 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.585 \text{ x } 0.199 = 0.116 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.415 = 0.156 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FMS270a est composé de :

- schistes : 25.9%
- roches hyperalcalines : 15.6%
- granites : 11.6%
- basaltes : 46.9%

Échantillon de sol FMS 270b.

FMS 270 b \rightarrow logCo/Hf = 0.7486 FMS 270b = k (MSHR) + (1 - k)(MBG) k =(FMS270b - MBG)/ (MSHR - MBG) k =(0.7486- 1.50) / (0.125 - 1.50) = (0.7514)/(1.375) d'où k = 0.546 \rightarrow k^{MSHR} =0.546 (1-k^{MSHR}) = k^{MBG} = 0.454

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{MSHR} * \alpha_{PS} = 0.546 \text{ x } 0.623 = 0.340 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{MSHR}) = 0.801 \text{ x } 0.454 = 0.363 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{MSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.454 \text{ x } 0.199 = 0.090 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{MSHR} = 0.377 \text{ x } 0.546 = 0.206 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$$

L'échantillon FMS270b est composé de :

- schistes : 34,0%
- roches hyperalcalines : 20,6%
- granites : 9,0%
- basaltes : 36,3%

Le tableau suivant résume les proportions des différents types pétrographiques constitutifs des échantillons de sols et de laisses étudiés du bassin de Mano.

Туре	Échantillon	Schistes	Roches hyperalcalines	Granites	Basaltes
laisses	FML225	33,2%	20,1%	9,3%	37,5%
	FML226	21,9%	13,2%	12,9%	52,0%
	FML227	34,7%	21,0%	8,9%	35,4%
	FML228	57,2%	34,6%	1,6%	6,6%
	FML229	20,1%	12,2%	13,5%	54,2%
	FML230	24,3%	14,7%	12,2%	48,7%
	FML231	20,1%	12,1%	13,5%	54,3%
	FML232	17,9%	10,8%	14,2%	57,1%
	FML233	25,4%	15,4%	11,8%	47,5%
	FML234	13,6%	8,2%	15,5%	62,5%
	FML235	0,5%	0,31%	19,7%	79,4%
	FML236	6,8%	4,1%	17,7%	71,4%
	FML240	45,9%	27,7%	5,3%	21,1%
	FML241	32,8%	19,9%	9,4%	37,9%
	FML242	36,1%	21,9%	8,4%	33,6%
	FML243	29,1%	17,6%	10,6%	42,7%
	FML244	49,9%	30,2%	4,0%	15,9%
	FML270	12,8%	7,8%	15,8%	63,5%
Sols	FMS230	4,9%	3,1%	18,2%	73,4%
	FMS233	0,84%	0,51%	19,6%	79,0%
	FMS235	18,4%	11,2%	14,0%	56,4%
	FMS240	58,7%	35,6%	1,1%	4,6%
	FMS241	39,7%	24,0%	7,3%	29,0%
	FMS242	28,9%	17,5%	10,7%	42,9%
	FMS243	18,8%	11,4%	13,9%	55,9%
	FMS244	41,2%	25,0%	6,7%	27,1%
	FMS270a	25,9%	15,6%	11,6%	46,9%
	FMS270b	34,0%	20,6%	9,0%	36,3%

VIII-2.e - Cas du bassin d'Ota

Diagramme log Co/Hf versus Ta/Hf.

a) Corrélation de l'ensemble des points.

Un échantillon de ce bassin s'écarte significativement de la corrélation, à savoir l'échantillon laisse FOL 259 \rightarrow on supprime l'échantillon de la corrélation. L'équation de la corrélation modifiée est : logCo/Hf = (0.4325 logTa/Hf) +0.4781

Avec $R^2 = 0.14$.



b) *Détermination graphique de la composition géochimique des domaines sources.*

OSHR

Log Ta/Hf=- 0.20 Log Co/Hf= (0.4325* - 0.20) + 0.4781 Log Co/Hf= 0.4781 - 0.0865 Log Co/Hf=0.3916

OBG

Log Ta/Hf= 0.695

Log Co/Hf= (0.4325* 0.695) + 0.4781 Log Co/Hf= 0.4781 + 0.3006 Log Co/Hf=0. 7787

c) <u>Détermination de la composition lithologique des domaines sources.</u> (OSHR) = α_{PS} * PS + (1- α_{PS}) * (PHR) = α_{PS} (PS - PHR) + PHR En log $\rightarrow \alpha_{PS}$ = (OSHR - PHR)/(PS - PHR) α_{PS} = (0.3916 + 1.52)/(1.12 + 1.52) = (1.9116)/(2.64)

$$\alpha_{PS} = 0.7241$$

 $(1-\alpha_{\rm ps}) = \alpha_{\rm PHR} = 0.2759$

OSHR comporte 72,4% de schistes et 27,6% de roches hyperalcalines.

(OBG) =
$$\beta_{PB} * PB + (1 - \beta_{PB}) * (PG)$$

= $\beta_{PB} (PB - PG) + PG$

d'où
$$\beta_{PB} = (OBG - PG)/(PB - PG)$$

 $\beta_{PB} = (0.7787 - 0.25)/(1.81 - 0.25)$
 $= (0.5287)/(1.56)$

 $\beta_{PB} = 0.3389$ (1- β_{PB}) = $\beta_{PG} = 0.6611$

OBG comporte 33.9% de basaltes et 66.1% de granites.

d) <u>Composition lithologique des échantillons d'Ota.</u> Échantillon de laisse FOL 246.

FOL 246 \rightarrow logCo/Hf = 0.5689

FOL 246 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG)
k =(FOL246 - OBG)/ (OSHR - OBG)
k =(0.5689- 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.2098)/(0.3871)
d'où k = 0.542
$$\rightarrow$$
 k^{OSHR} =0.542
(1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.458
 $\partial_{PS} = k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.542 \text{ x } 0.7241 = 0.392$
 $\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.458 = 0.155$
 $\partial_{PG} = (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.458 \text{ x } 0.6611 = 0.302$
 $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.542 \text{ x } 0.2759 = 0.150$
Somme = 1

L'échantillon FOL246 est composé de :

- schistes : 39,2%
- roches hyperalcalines : 15,0%
- granites : 30,2%
- basaltes : 15,5%

Échantillon de laisse FOL 250-1.

FOL 250 \rightarrow logCo/Hf = 0.7397 FOL 250 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOL250 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.7615 - 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.0172)/(0.3871) d'où k = 0.044 \rightarrow k^{OSHR} =0.044 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.956 $\partial_{PS} = k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.044 \times 0.7241 = 0.032$ $\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \times 0.956 = 0.324$ $\partial_{PG} = (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.956 \times 0.6611 = 0.632$ $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.044 \times 0.2759 = 0.0121$ Somme = 1

L'échantillon FOL250-1 est composé de :

- schistes : 3.2%
- roches hyperalcalines : 1.2%
- granites : 63.2%
- basaltes : 32.4%

Échantillon de laisse FOL 250-2.

FOL 250-2 \rightarrow logCo/Hf = 0.5590 FOL 250-2 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOL250-2 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.5590- 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.2197)/(0.3871) d'où k = 0.044 \rightarrow k^{OSHR} =0.568 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.432 $\partial_{PS} = k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.568 \times 0.7241 = 0.411$ $\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \times 0.432 = 0.146$ $\partial_{PG} = (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.432 \times 0.6611 = 0.286$ $\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.568 \times 0.2759 = 0.157$ Somme = 1

L'échantillon FOL250-2 est composé de :

- schistes : 41.1%
- roches hyperalcalines : 15.7%
- granites : 28.6%
- basaltes : 14.6%

Échantillon de laisse FOL 250-3.

FOL 250-3→ logCo/Hf = 0.6100 FOL 250-3 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOL250-3 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.6100- 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.1687)/(0.3871) d'où k = 0.436 → k^{OSHR} =0.436 (1- k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.564
$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.436 \text{ x } 0.7241 = 0.316 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.564 = 0.191 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.564 \text{ x } 0.6611 = 0.373 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.436 \text{ x } 0.2759 = 0.120 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FOL250-3 est composé de :

- schistes : 31,6%
- roches hyperalcalines : 12,0%
- granites : 37,3%
- basaltes : 19,1%

Échantillon de laisse FOL 253.

FOL 253 \rightarrow logCo/Hf = 0.7397 FOL 253 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOL253 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.7397-0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.039)/(0.3871) d'où k = 0.1007 \rightarrow k^{OSHR} =0.1007 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.8993

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.1007 \text{ x } 0.7241 = 0.073 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.8993 = 0.305 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8993 \text{ x } 0.6611 = 0.595 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.1007 = 0.028 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FOL253 est composé de :

- schistes : 7.3%
- roches hyperalcalines : 2.8%
- granites : 59.5%
- basaltes : 30.5%

Échantillon de laisse FOL 255.

FOL 255 \rightarrow logCo/Hf = 0.6157 FOL 255 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOL255 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.6157 - 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.163)/(0.3871) d'où k = 0.4211 \rightarrow k^{OSHR} =0.4211 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.5789

$$\partial_{PS} = k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.4211 \text{ x } 0.7241 = 0.305$$

$$\partial_{PB} = \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.5789 = 0.196$$

$$\partial_{PG} = (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.5789 \text{ x } 0.6611 = 0.383$$

$$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.4211 = 0.116$$

Somme = 1

L'échantillon FOL255 est composé de :

- schistes : 30.5%
- roches hyperalcalines : 11.6%
- granites : 38.3%
- basaltes : 19.6%

Échantillon de laisse FOL 256.

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.1168 \text{ x } 0.7241 = 0.085 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.8832 = 0.299 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.8832 \text{ x } 0.6611 = 0.584 \end{split}$$

$\partial_{PHR} = (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.1168 = 0.032$ Somme = 1

L'échantillon FOL256 est composé de :

- schistes : 8.5%
- roches hyperalcalines : 3.2%
- granites : 58.4%
- basaltes : 29.9%

Échantillon de sol FOS 246.

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.3642 \text{ x } 0.7241 = 0.264 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.6358 = 0.215 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.6358 \text{ x } 0.6611 = 0.420 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.3642 = 0.100 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FOS246 est composé de :

- schistes : 26.4%
- roches hyperalcalines : 10.0%
- granites : 42.0%
- basaltes : 21.5%

Échantillon de sol FOS 250.

FOS 250 \rightarrow logCo/Hf = 0.4964

FOS 250 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG)

k =(FOS250 – OBG)/ (OSHR – OBG)
k =(0.4964– 0.7787) / (0.3916 – 0.7787) = (0.2823)/(0.3871)
d'où k = 0.7293 →
$$k^{OSHR}$$
 =0.729
(1- k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.271

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.729 \text{ x } 0.7241 = 0.528 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.271 = 0.092 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.271 \text{ x } 0.6611 = 0.179 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.729 = 0.201 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FOS250 est composé de :

- schistes : 52.8%
- roches hyperalcalines : 20.1%
- granites : 17.9%
- basaltes : 9.2%

Échantillon de sol FOS 256.

FOS 256 \rightarrow logCo/Hf = 0.7708 FOS 256 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOS256 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.7708 - 0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.0079)/(0.3871) d'où k = 0.0204 \rightarrow k^{OSHR} =0.0204 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.9796

$$\begin{split} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.0204 \text{ x } 0.7241 = 0.015 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.9796 = 0.3320 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.9796 \text{ x } 0.6611 = 0.648 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.0204 = 0.0056 \\ \text{Somme} &= 1 \end{split}$$

L'échantillon FOS256 est composé de :

- schistes : 1.5%

- roches hyperalcalines : 0.56%
- granites : 64.8%
- basaltes : 33.2%

Échantillon de sol FOS 258.

FOS 258→ logCo/Hf = 0.5681 FOS 258 = k (OSHR) + (1 - k)(OBG) k =(FOS258 - OBG)/ (OSHR - OBG) k =(0.5681-0.7787) / (0.3916 - 0.7787) = (0.2106)/(0.3871) d'où k = 0.5440 → k^{OSHR} =0.5440 (1-k^{OSHR}) = k^{OBG} = 0.4560

$$\begin{aligned} \partial_{PS} &= k_{OSHR} * \alpha_{PS} = 0.5440 \text{ x } 0.7241 = 0.394 \\ \partial_{PB} &= \beta_{PB} * (1 - k_{OSHR}) = 0.3389 \text{ x } 0.4560 = 0.155 \\ \partial_{PG} &= (1 - k_{OSHR}) (1 - \beta_{PB}) = 0.4560 \text{ x } 0.6611 = 0.301 \\ \partial_{PHR} &= (1 - \alpha_{PS}) * k_{OSHR} = 0.2759 \text{ x } 0.5440 = 0.150 \\ \text{Somme} &= 1 \end{aligned}$$

L'échantillon FOS258 est composé de :

- schistes : 39.4%
- roches hyperalcalines : 15.0%
- granites : 30.1%

basaltes : 15.5%

Le tableau suivant résume les proportions des différents types pétrographiques constitutifs des échantillons de sols et de laisses étudiés du bassin d'Ota.

Туре	Échantillon	Schistes	Roches hyperalcalines	Granites	Basaltes
Laisses	FOL246	39,2%	15,0%	30,2%	15,5%
	FOL250-1	3,2%	1,2%	63,2%	32,4%

	FOL250-2	41,1%	15,7%	28,6%	14,6%
	FOL250-3	31,6%	12,0%	37,3%	19,1%
	FOL253	7,3%	2,8%	59,5%	30,5%
	FOL255	30,5%	11,6%	38,3%	19,6%
	FOL256	8,5%	3,2%	58,4%	29,9%
sols	FOS246	26,4%	10,0%	42,0%	21,5%
	FOS250	52,8%	20,1%	17,9%	9,2%
	FOS256	1,5%	0,56%	64,8%	33,2%
	FOS258	39,4%	15,0%	30,1%	15,5%

5 :Tableau des domaines sources

	SHR	BG
Mano	Log Ta/Hf = -0.20	Log Ta/Hf = 0.365
	Log Co/Hf =0.125	Log Co/Hf =1.5
	62.3% de schistes	80.1% de basaltes
	37.7% de r. hyperalcalines	19.9% de granites
Nitta	Log Ta/Hf = -0.20	Log Ta/Hf = 0.465
	Log Co/Hf =0.1393	Log Co/Hf =1.2815
	62.8% de schistes	66.1% de basaltes
	37.2% de r. hyperalcalines	33.9% de granites
Ota	Log Ta/Hf = -0.20	Log Ta/Hf = 0.695
	Log Co/Hf =0.3916	Log Co/Hf =0.7787
	72.4% de schistes	33.9% de basaltes
	27.6% de r. hyperalcalines	66.1% de granites
Udaka	Log Ta/Hf = -0.20	Log Ta/Hf = 0.680
	Log Co/Hf =0.435	Log Co/Hf =0.745
	74.1% de schistes	31.7% de basaltes
	25.9% de r. hyperalcalines	68.3% de granites

Ces valeurs permettent d'identifier les compositions géochimiques des différents bassins alluviaux.

Le substratum schisteux varie peu d'un bassin à l'autre ; entre 62% à 74% du domaine HSR.

Pour les roches hyperalcalines, plus abondantes dans Mano et Nitta ($\approx 37\%$) et moins abondantes dans Ota et Udaka ($\approx 27\%$).

Pour les granites, leur abondance augmente en passant de Mano à Udaka : 20% pour Mano, 34% pour Nitta, 67% pour Ota et Udaka.

Pour les basaltes, on a une forte abondance dans Mano (80%). On passe à 66% pour Nitta et autour de 33% pour Ota et Udaka.

Ces valeurs sont conformes à ce que la carte géologique fournit comme proportion d'affleurement des différents types de roches. Les différences s'expliquent par le fait que l'altération n'est pas strictement superficielle.

Chapitre IX. - Utilisation des éléments lithophiles et réfractaires pour l'identification des objets archéologiques.

IX-1. - Identification des activités et apports anthropiques du passé. Exemple de la métallogénie et de la métallurgie du fer : le cas du Pays de Bray normand.

La reconnaissance de l'origine et de l'histoire des objets archéologiques fait appel aux différentes techniques physico-chimiques d'analyse et de caractérisation, notamment au sein du groupe "Sciences de la matière" du laboratoire.

<u>Thèse de Desaulty A.M. 2008</u> : Apport des analyses chimiques multi technique à la compréhension du comportement des éléments traces dans les filières sidérurgiques anciennes.

Publications:

Desaulty, A.-M., Mariet, C., Dillmann, P., Joron, J.-L., Fluzin, P., 2008. A provenance study of iron archaeological artefacts by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry multi-elemental analysis. Spectrochim. Acta Part B-Atomic Spectrosc. 63, 1253–1262. doi:DOI 10.1016/j.sab.2008.08.017

Desaulty, A.-M., Dillmann, P., L'Héritier, M., Mariet, C., Gratuze, B., Joron, J.-L., Fluzin, P., 2009. Does it come from the Pays de Bray? Examination of an origin hypothesis for the ferrous reinforcements used in French medieval churches using major and trace element analyses. J. Archaeol. Sci. 36, 2445–2462. doi:DOI 10.1016/j.jas.2009.07.002

La localisation géographique et géologique de ces objets bénéficie également de la connaissance précise des distributions des éléments chimiques et des cycles géochimiques. Ce dernier point a motivé une action concertée avec nos collègues archéologues que nous illustrons ici par l'exemple de la métallogénie et métallurgie du fer.(thèse de Desaulty (2007)

La typologie géochimique des minerais peut être précisée par des corrélations dont les paramètres reflètent à la fois les caractéristiques de leurs sources et l'extension des processus métallogéniques.

Ainsi sur le diagramme Sb/As, vs, Sb/Co, (Fig. A) nous distinguons clairement : les minéralisations pyrénéennes en position stratiforme des formations calcaires du Dévonien supérieur, les minéralisations lorraines jurassiques, les minéralisations de la boutonnière du Pays de Bray à l'interface Jurassique-Crétacé



Figure A

La signification de cet "héritage géologique" mérite d'être approfondie afin de généraliser ces distinctions et de retracer les éventuelles circulations géographiques de ces minerais.

Si, dans le diagramme précédent, on localise les produits de la métallurgie du fer du Pays de Bray, on constate pour ces éléments que cette métallurgie n'a pas affecté de façon significative l'héritage métallogénique. La typologie précédente peut être étendue aux produits de cette activité.


Figure B

Par contre, le diagramme Co/Fe, vs, Th/Fe (Fig. B) établit clairement la distinction entre les corrélations géochimiques des minerais du Pays de Bray et celles induites par le processus métallurgique marqué par l'enrichissement des éléments lithophiles dans les laitiers et l'accompagnement du fer par les éléments sidérophiles. Elles permettent d'identifier le minerai effectivement utilisé dans l'éventail des minerais possibles.

Les différentes corrélations observées soulignent la plus ou moins grande efficacité des procédés métallurgiques pour la purification du métal. On note par exemple l'absence d'extraction de l'arsenic et de l'antimoine attestant de la conservation des sulfures (ou des sulfo-sels) dans le métal et les laitiers.

Le processus d'affinage libère des scories qui s'enrichissent en éléments lithophiles sans toutefois effacer certaines caractéristiques géochimiques héritées du minerai.

Les différentes corrélations observées permettent d'aborder l'appréciation des impacts sur l'environnement. A Glinet, la faible extraction des éléments chalcophiles limite cet impact, la situation pourrait être différente dans les Pyrénées car un procédé différent et un minerai plus riche sont utilisés, et, pour la seule concession du Rancié, le tonnage de minerai traité a été estimé à 6 millions de tonnes depuis le Moyen Age.

En conclusion, on peut situer les processus anthropiques, relativement aux cycles géochimiques par la nature et l'ampleur des ruptures qu'ils provoquent des héritages géologiques. Il convient de ne pas oublier que ces héritages successifs sont codés par

les éléments chimiques alors que les ruptures ultimes sont inscrites dans la minéralogie. L'analyse de ces héritages et de ces ruptures impose donc le croisement méthodique et la hiérarchisation des méthodes d'observation et d'analyse.

IX-2. - Les réseaux de circulation de l'obsidienne dans le Mexique occidental préhispanique.

Cette recherche consiste en la reconstitution spatio-temporelle des voies et des mécanismes de distribution de l'obsidienne dans l'Etat du Michoacan à l'époque préhispanique, du Classique Final (850 ap. J.C) jusqu'à la conquête espagnole.

Dans les temps préhistoriques, les populations exploitent cette ressource minérale qui se rencontre le plus souvent le long de l'axe néovolcanique transmexicain. L'obsidienne est utilisée à des fins guerrières (pointes de flèches, de lance), domestiques (outillage varié), religieuses (couteaux pour sacrifices, offrandes, ..). Denrée fondamentale pour l'économie de ces sociétés, l'obsidienne est largement commercialisée avec la mise en place de réseaux de circulation, parfois de longue distance, au sein des régions et entre différentes aires

L'étude a porté sur plusieurs gîtes d'obsidienne du centre Nord de l'Etat de Michoacan, prés des villages de Zinaparo et de Zinapecuaco. (carte), le but étant de reconstituer les modalités de circulation et d'évaluer le rayonnement économique de cette région





Publication

JORON J.L., DEMANT A., DARRAS V., 1990 : Détermination de l'origine d'obsidiennes archéologiques du Michoacan nord-occidental (Mexique), par la géochimie des éléments en traces. C.R. Acad. Sci., Paris, 311, II, 1513-1520



IX-3. - Caractérisation géochimique des poteries sigillées tunisiennes d'époque romaine et reconstitution des circuits de distribution.

Publications :

Baklouti S., Maritan L., Laridhi Ouazaa N., Casas L., Joron J.L., Larabi Kasaa S., Moutte J. 2014. Provenance and reference groups of Africa Red Slip ware based on statistical analysis of chemical data and REE. Journal of Archeaeological Science 50 524 – 538.

Baklouti S., Maritan L., Laridhi Ouazaa N., Mazzoli C., Larabi Kassaa S., Joron J.L., Fouzai B ;, Casas Duocastella L., Labayed-Lahdari M. 2015. African terra sigillata from Henchir Es-Srira archaeological site, central Tunisia: Archaeological provenance and raw materials based on chemical analysis. Applied Clay Science 105-106, 27- 40.



O Henrich el Guellel 🗶 argiles Henchir El Guellel ● Oudhna 🕱 argiles Oudhna ● Sidi Khalifa ● H E Skhira 🕷 argiles Skhira

IX-4. - Conclusions

Notre méthode de géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles et lithophiles dans les sols et laisses des bassins alluviaux en amont de Fukushima conduit aux conclusions suivantes:

- Nous établissons les caractéristiques géochimiques et pétrographiques des roches mères de ces formations superficielles. Elles sont identifiées par les rapports des éléments de transition 3d et éléments de transition interne en considérant comme élément de référence le hafnium au caractére lithophile le plus marqué.
- 2) Ces caractéristiques nous informent sur celles du substratum géologique de la région nipponne considérée. On distingue :
- un domaine crustal ancien essentiellement schisteux incorporant en faibles proportions très variables des séries de roches hyperalcalines.
- des intrusions de roches magmatiques acides et basiques plus récentes dont les proportions varient d'un bassin alluvial à l'autre.

Ces résultats sont conformes à la représentation fournie par la carte géologique des affleurements. Ils confortent la validité de notre méthode.

1- Sur ces formations ont été projetés les radio-isotopes issus de la centrale endommagée par le tsunami. Le devenir de ces radio-isotopes est dépendant de leurs propriétés chimiques ainsi que de leur nature chimique et minéralogique des formations sur lesquelles ils ont été déposés. Les taux de fixation et de remobilisation pourraient être précisés par un suivi de leur dispersion dans le temps corrélativement à un échantillonnage exhaustif des formations superficielles permettant de mettre en évidence les influences des paramètres géochimiques et lithologiques liés à l'origine et à l'évolution des échantillons au cours de l'altération et du transport.

2- Parallèlement des prélèvements réguliers des eaux et phases solides transportées préciseraient l'origine et le bilan global des transferts des radioisotopes, puisque la chimie des matières en suspension et des phases colloïdales pourrait être mise en relation avec les résultats de la présente étude.

L'étude géochimique peut se poursuivre également en exploitant le comportement des éléments hydrophiles mobiles au cours de l'altération et du transport. Des diagrammes du type E/Hf versus Sr/Hf (E et Sr éléments hydrophiles) permettent de tracer les empreintes des processus d'altération et notamment l'intensité du processus. A ce stade de notre travail nous sommes limités par l'identification d'un nombre suffisant d'éléments fortement hydrophiles.





log(Ta/Ta moy)/(Hf/Hf moy)

X roches hyperalcalines

-0,1 -0,0 0,00 0,05 0,10 0,15 0,20 0,25 0,30 0,35 0,40 0,45 0,50 0,55 0,60 0,65 0,70 0,75 0,80 0,85 0,90 0,95 1,00 1,05 1,10 1,15 1,20 0 5

Iaisses

PHR HR

-0,3 -0,2 0 5

basaltes

-0,2 0 -0,1 5

X granites

o schistes

-1,625 -1,75 -1,875 -2

> -0,4 0 -0,3 5

o sols

 $R^2 = 0,2294$

+ Série7

- Linéaire (Série7)



Ensemble sédiments - roches





Chapitre X. - Distributions des éléments dans les fluides abordées par l'utilisation des minéraux enregistreurs. Exemple des phosphates de Tunisie.

Les phosphates sont des phases minérales fortement insolubles dans les solutions aqueuses continentales. Ils se forment donc par précipitation dans des bassins sédimentaires au sein desquels convergent de forts apports d'ions phosphatés, notamment ceux issus de la dégradation de matières d'origine animale. L'identification des propriétés géochimiques des fluides de ces bassins peut être approchée par les distributions des éléments en traces dans les phosphates euxmêmes, utilisant en cela la coprécipitation de ces éléments sans effet de fractionnement tant leurs coefficients de répartition phosphate/ solution sont élevés. Les phosphates enregistrent de ce fait les distributions relatives des éléments dans la solution, raison pour laquelle on les qualifie de minéraux enregistreurs

In this work we present the REE contents and distribution of fractionated samples from the Tunisian Paleogene phosphorites. We attempt to reach a better understanding of the genesis of these phosphorites as well as their paleoenvironment

Publication: Geochemistry of the Rare Earth Elements Distribution of Tertiary Phosphorites from Tunisia. A. Béji Sassi,, A.Zaïer,, ,J.L. Joron et M.Treuil Introduction.First results relating to the presence of Rare Earth Elements (REE), in phosphocalcic apatite, were primarily descriptive [1]. Then, numerous works had underlined their affinity for this mineral where they replace calcium [4].Authors wanted to lead to a better knowledge of their distribution in phosphorites, and to use them as tracing tools to specify the genesis environment as well as the source and the mechanism of their incorporation. However the whole of published data on the REE in phosphorites change with authors and concern mainly bulk rocks (figure 1). In this work we present the REE contents and distribution of fractionated samples from the Tunisian Paleogene phosphorites as well as their paleoenvironment

Paleogeographic map of the Tunisian phosphate basins during the Paleogene's period. 1- Ahzem; 2 Jebs-Abdallah ; 3- Oued Abiod; 4- Kef Nsour-Rouijel; 5 – Atra; 6 – Selja; 7 – M'Rata; 8 – Sra Ouertane

In this work we present the REE contents and distribution of fractionated samples from the Tunisian Paleogene phosphorites. We attempt to reach a better understanding of the genesis of these phosphorites as well as their paleoenvironment.



X-1. - Results

The mineral apatite main constitutent of phosphorites is a carbonate sulphate fluorapatite with a parameter *a* ranging betwwen 9.32-9.33 Å approximately [2; 3;8;11]. The REE contents vary between 420 and 1700 ppm (Table 1). To the North and the East of the Kasserine Island, the REE contents show a considerable increase with values ranging between 800 and 1700 ppm. On the other hand, in the Gafsa-Métlaoui basin, the averages are only comprised between 400 and 950 ppm.. Generally and independantly nature, origin and size, the sum of the light REE contents (LREE) (La, Ce, Nd, Sm) is far higher than heavy REE (HREE). The first three elements constitute up to 80% average of the total REE. On the other hand, the sum of all the REE shows a very good correlation with the values of La (R = 0.99).

	Localities	10 elements	14 elements
North I.K.	Sra Ouertane (AT1)	1560	
	j. Ahzem)	1300	
	j. Jebs	1100	1200
East I.K.	j. Abdallah	1000	
	O. Abiod	1500	
	j. Rouijel	1700	

Table I - Mean Ree content of the phosphorites (I.K.: Rassenne Isla	Table 1 - Mean	REE content of th	e phosphorites	(I.K.: Kasserine Island
---	----------------	-------------------	----------------	-------------------------

	Atra		950	
South I.K.	Selja		497	
	M'rata	420		
	Phosphate marchand		460	

Thus the content variation of this element reflects that of the lanthanids group and represents the abundance of the REE in the analyzed grains. The REE are unequally concentrated in various types of grains. The average contents is around 700 ppm in the pellets whereas the irregular grains, coarser than the pellets, contain approximately 600 ppm, the bioclasts contain up to 500 ppm and the coprolites 400 ppm only. The highest contents characterize the fine fractions, especially pelletoïds which are less than 100 µm in size whereas the coarser grains are less rich. The comparison of the REE contents of the different grain size classes shows the existence of a clear cut between the bigger grains (>315µm) and the small ones (40-100µm). It is noticed that the highest contents characterize the fine fractions (870 ppm) whereas the coarser grains are less rich with 513 ppm. In this work, the La/Yb ratio was used as a fractionation index. It was compared with the result of average shales (11.6) proposed by Piper in 1974. The means values from the different studied sectors are: Sra Ouertane: 13.6 - Ahzem: 13.5 - Jebs: 16.2 - Abdallah: 15.1- Abiod: 17.1 - Kef Nsour: 16.4 – Rouijel: 15.6 – Atra: 15.3 – Selja: 12.8 – M'Rata: 11.7 . The fractionation is variable. Although little accentuated, it is characterized in the whole samples. Several patterns show an impoverishment in heavy REE with an average of the La/Yb ratio higher than the shales average. It is noticed that the averages of REE contents are higher in the North-South Axis phosphorites than in those of the others basins. Th values for J Ahzem are similar to those found in Sra Ouertane. The distribution patterns of normalized to shales values shown in fig. 3 are a selection of all results. The high content of REE in phosphorites is shown by the values of the Y-axis which approach 10, comparatively to the shales values. The general shape is a concavedown type. Concavity is generally moderate. The shape of the curves is rarely flat and the fractionation is rarely in favour of the HREE. The main distribution of the REE patterns is characterized by a variable negative cerium anomaly exhibited by a large number of the samples (Fig. 3). The cerium deficit is described on the distribution patterns by its peak shape and its intensity. It is also expressed by the relation. Ce/Ce * with Ce * = $2/3La_{sh} + 1/3Nd_{sh}$ (Ce sh and Nd sh are the values of these two elements normalized to the shales).

One notice when Ce/Ce * value approaches 1, the negative cerium anomaly, observed with the distribution patterns, is more attenuated. For each basin we obtained the following average values: Sra Ouertane: 0.64 - Ahzem: 0.35 – Jebs: 0.74 – Abdallah: 0.81– Abiod: 0.71– Kef Nsour: 0.73– Rouijel: 0.78- Atra: 0.86– Selja: 0.77–

M'Rata: 0.73. These variations are similar to those of occurring in the sedimentary environment; when the latter evolves to a more reducing pole, the incorporation of the REE is clear in the distribution patterns with a decreasing negative anomaly [7].

X-2. - Discussion :

REE concentration changes in the various basins have a close relationship with the paleography.



Figure 3 - Distribution graphs of REE normalized to shales

Indeed, the Sra Ouertane and the North-South Axis pericontinental basins have more direct relation with the opened sea, than that the intracontinental more restricted Gafsa-Métlaoui basin. So the rates raised in the two first are roughly twice more raised that those of the basin of Gafsa-Métlaoui.

We notice varying contents in the different types of phosphatic grains. Pelloïds are richer than the coprolites which are coarser. With the granulometric fractionation. We conclude that the fine fraction (50-100 μ m) is richer than the 300 μ m. To explain these fraction varying concentration, several factors can be considered. They may be the result of the physicochemical processes and the physical characteristics of the phosphatic grains. Thus, the specific surface offered to the exchanges by the

phosphatic grains with the interstitial environment is close to 20 m²/g. The internal and intergranular porosity is developed with 50% for the fraction above 300 μ m and 75% for the fraction below 200 μ m). This supports considerably exchange reactions, allowing interstitial water to convey the rare earth ions of substitution which will occupy sites I and II of calcium in the network of apatite in the O₂ minimum zone.

Their abundance in the grains is an indication of their concentration in the genesis environment water. Repeated synsedimentary reworkings, create a mixing of the particles, favour a prolonged stay in marine water and reinforce the mechanism of their incorporation. We must to add that, the contribution of REE rich interstitial waters which would explain the highest measured values. The apatite does not incorporate the REE with the same rate. The LREE is the most abundant and may reach 80% of the bulk. A deficit of cerium characterizes the majority of the distribution patterns. Phosphorites of the studied basins show distribution patterns characterized by a negative cerium anomaly, of variable intensity which may be explained by a genesis in deficient marine environment with this element. Some analyses with a little marked Ce-anomaly (Fig. 3), must certainly indicate a change in the environmental conditions which release Ce, previously immobilized in the oxic zone as Ce⁴⁺.

When the environment evolves to a more reducing pole, the incorporation of the REE is shown on the REE spectra by an attenuation of the cerium negative anomaly [4; 5; 7; 10].It is thought that some REE with two oxidation degrees, existing in marine waters like stable complexes, are more retained in solution and thus, are less enririched in apatite. It is the examples of the HREE contents which do not exceed 20%The index of La/Yb fractionation made it possible to differentiate the basins. Phosphorites of the North-South Axis and Atra basins show the same fractionation rates; the lowest values are recorded in the Gafsa-Métlaoui basin. The small Ahzem basin is comparable to the Sra Ouertane one with a similar rate of fractionation. The establishment of La/Yb variations made possible a better characterization of these basins.

Autre publication :

I. GALFATI I., BEJI SASSI A., ZAIER A., BOUCHARDON J.L., BILAL E., JORON J.L. and SASSI S. 2010: Geochemistry and mineralogy of Paleocene-Eocene Oum El Khecheb phosphorites (Gafsa-Metlaoui Basin) Tunisia. Geochemical Journal, Vol. 44 (No. 3), pp. 189-210, 2010

Chapitre XI. - Histoire géochimique d'un élément hygrophile d'intérêt économique : l'Uranium. Utilisation de ses propriétés hygromagmaphiles et hydrophiles

Le comportement géochimique de l'Uranium est contrôlé par son double caractère hygromagmaphile et hydrophile li" à ses propriétés oxydo-réductrices. Lors de la pétrogenèse des magmas associée à la tectonique de divergence de plaques, l'uranium comme le thorium, possède un degré d'oxydation IV (et se trouve complexé dans les liquides magmatiques produits par la différenciation magmatique globale (fusion + différenciation). Il a donc un comportement hygromagmaphile et est enrichi dans le magma au cours de la différenciation. On l'observe donc en fortes teneurs dans ces roches magmatiques différenciées (rhyolites, pantellerites,).

Dans les contextes de convergence de plaques, son degré d'oxydation VI favorise sn enrichissement dans les fluides extraits de la lithosphère continentale subductée et de ce fait il est fortement enrichi, relativement au thorium notamment, dans les magmas contaminés par ces fluides au cours de la différenciation magmatique globale.

Lors des processus d'altération de surface de ces magmas associés à la convergence des plaques, l'uranium au degré d'oxydation +VI dans ces magmas, est aisément remobilisé par des solutions complexantes (carbonatées par exemple). Au contact de pièges réducteurs (abondance de matière organique), l'uranium peut être alors réduit et fixé à des concentrations élevées. Ces mécanismes peuvent rendre compte des nombreuses minéralisations d'uranium associées aux roches magmatiques engendrées dans les contextes de convergence de plaque (Mexique, Italie, Chine).