



**HAL**  
open science

# Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique

Jean Louis Tane

► **To cite this version:**

Jean Louis Tane. Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00786185

**HAL Id: tel-00786185**

**<https://theses.hal.science/tel-00786185>**

Submitted on 8 Feb 2013

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

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



N° d'Ordre :

N° d'Enregistrement  
au C.N.R.S.:

# THÈSE

18 JUIN 1976

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Louis TANE

LE CYCLE GEOCHIMIQUE ET LE PROBLÈME  
DU VOLCANISME SPILITIQUE

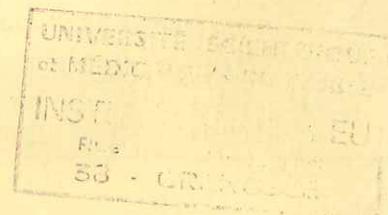
Soutenue le 4 Juin 1976 devant la Commission d'Examen

**M. Robert MICHEL**, Professeur de Minéralogie et Pétrographie  
à l'Université de GRENOBLE

Président du Jury

**M. Pierre GIRAUD**, Professeur de Géologie à l'Université de  
GRENOBLE**M. Philippe TRAYNARD**, Président de l'Institut National  
Polytechnique de GRENOBLE, invité**M. G. Christian AMSTUTZ**, Directeur de l'Institut de  
Minéralogie et Pétrographie de l'Université  
de HEIDELBERG (Allemagne), invité

Examineurs

**M. Paul BARTHOLOMÉ**, Professeur de Géochimie à  
l'Université de LIEGE (Belgique), invité

Pour la bibliothèque de l'Institut Dolomieu avec mes sentiments les meilleurs

*Henry*

N° d'Ordre :

N° d'Enregistrement  
au C.N.R.S.:

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Louis TANE

LE CYCLE GEOCHIMIQUE ET LE PROBLEME  
DU VOLCANISME SPILITIQUE

Soutenu le 4 Juin 1976 devant la Commission d'Examen

M. Robert MICHEL, Professeur de Minéralogie et Pétrographie  
à l'Université de GRENOBLE

Président du Jury

M. Pierre GIRAUD, Professeur de Géologie à l'Université de  
GRENOBLE

M. Philippe TRAYNARD, Président de l'Institut National  
Polytechnique de GRENOBLE, invité

M. G. Christian AMSTUTZ, Directeur de l'Institut de  
Minéralogie et Pétrographie de l'Université  
de HEIDELBERG (Allemagne), invité

M. Paul BARTHOLOMÉ, Professeur de Géochimie à  
l'Université de LIEGE (Belgique), invité

Examineurs

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE  
et MÉDICALE de GRENOBLE  
INSTITUT DOLOMIEU  
Rue Maurice-Gignoux  
38 - GRENOBLE

10145747

**UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE  
ET MÉDICALE DE GRENOBLE**

Monsieur Michel SOUTIF : Président

Monsieur Gabriel CAU : Vice-président

**MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.**

**PROFESSEURS TITULAIRES**

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Électrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Clinique de Pédiatrie et Puériculture
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Pures
	BEZES Henri	Pathologie chirurgicale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Électrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Clinique gastro-entérologique
Mme	BONNIER Marie-Jeanne	Chimie Générale
MM.	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologique
	CALAS François	Anatomie
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie

PROFESSEURS ASSOCIÉS

MM.	CLARK Gilbert	Spectrométrie Physique
	CRABBE Pierre	CERMO
	ENGLMAN Robert	Spectrométrie Physique
	HOLTZBERG Frédéric	Basses Températures
	ROST Ernest	Sciences Nucléaires

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlles	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques Appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRUGEL Lucien	Énergétique (IUT A)
	BUISSON René	Physique (IUT A)
	CONTE René	Physique (IUT A)
	DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
	GAUTHIER Yves	Sciences Biologiques
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine Préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques Appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KUHN Gérard	Physique (IUT A)
	LE ROY Philippe	Mécanique (IUT A)
	LUU DUC Cuong	Chimie organique
	MAYNARD Roger	Physique du Solide
	PELMONT Jean	Biochimie
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et Minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du Solide
Mlle	PIERY Yvette	Physiologie animale

MM.	RAYNAUD Hervé	MIAG
	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	STREGLITZ Paul	Anesthésiologie
	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFÉRENCES ET MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS

MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	ARMAND Gilbert	Géographie
	ARMAND Yves	Chimie (IUT A)
	BACHELOT Yvan	Endocrinologie
	BARGE Michel	Neuro-chirurgie
	BARJOLLE Michel	MIAG
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Hélène	Pharmacodynamie
MM.	BOST Michel	Pédiatrie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHARDON Michel	Géographie
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du Solide

MM.	DELOBEL Claude	MIAG
	DENIS Bernard	Cardiologie
	DOUCE Roland	Physiologie végétale
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FAURE Gilbert	Urologie
	FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
	GAUTIER Robert	Chirurgie générale
	GENSAC Pierre	Botanique
	GIDON Maurice	Géologie
	GROS Yves	Physique (IUT A)
	GUITTON Jacques	Chimie
	HICTER Pierre	Chimie
	IVANES Marcel	Électricité
	JALBERT Pierre	Histologie
	KOLODIE Lucien	Hématologie
	KRAKOWIAK Sacha	Mathématiques Appliquées
	LE NOC Pierre	Bactériologie-virologie
	LEROY Philippe	IUT A
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et Médecine préventive
	MALLION Jean-Michel	Médecine du Travail
	MARECHAL Jean	Mécanique (IUT A)
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MICHOULIER Jean	Physique (IUT A)
Mme	MINIER Colette	Physique (IUT A)
MM.	NEGRE Robert	Mécanique (IUT A)
	NEMOZ Alain	Thermodynamique
	NOUGARET Marcel	Automatique (IUT A)
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B)
	PEFFEN René	Métallurgie (IUT A)
	PERRET Jean	Neurologie
	PERRIER Guy	Géophysique - Glaciologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine interne
	RACINET Claude	Gynécologie et obstétrique
	RAMBAUD André	Hygiène et Hydrologie
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie

MM.	ROBERT Jean-Bernard	Chimie-Physique
	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B)
	SHOM Jean-Claude	Chimie générale
	STOEBNER Pierre	Anatomie pathologique
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS

M.	COLE Antony	Sciences Nucléaires
----	-------------	---------------------

CHARGÉ DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

M.	JUNIEN-LAVILLAVROY Paul	O.R.L.
----	-------------------------	--------

Fait à Saint Martin d'Hères, DÉCEMBRE 1975

Épigramme

CONFESSIONS D'UN THÉSARD

*Le doctorat de nos ancêtres  
me laisse un souvenir d'envie,  
c'était l'ouvrage de leur vie  
et leur gloire jusqu'à la retraite*

*Aujourd'hui, le pauvre thésard,  
lorsqu'il se trouve au pied du mur,  
il n'est qu'un fait dont il soit sûr,  
c'est qu'il est déjà en retard*

*Alors n'ayons d'étonnement  
si pour atteindre encore la cible  
certains rédigent maintenant  
des textes incompréhensibles*

*Quand sagesse n'est point incluse  
dans leurs propos pleins de tracas,  
ils la remplacent par la ruse  
pour qu'au moins on ne le voit pas*

*A tel point même qu'un lecteur  
très expert en ce savoir-vivre  
se perdit un jour dans un livre  
dont il était pourtant l'auteur*

*Je voudrais que telle harangue  
n'ait point source dans mes écrits,  
car si c'est faux ce que je dis,  
c'est au moins dit dans notre langue*

*Aussi lorsque je parlerai,  
étudiants, laissez vos matraques  
et quand enfin je me tairai  
pensez plutôt à faire la claque*

*Ce n'est pas qu'en pétrogénèse  
j'aie fait preuve d'un grand génie  
mais surtout parce que ma thèse,  
c'est à vous que je la dédie*

## AVANT - PROPOS

*Le travail qui est résumé dans cet ouvrage devant fournir la matière de ma thèse de Doctorat d'Etat, il m'est agréable de rappeler ici les conditions dans lesquelles il a été élaboré ainsi que l'esprit dans lequel j'ai choisi de le rédiger.*

*Il y a maintenant près de deux siècles que les laves spilitiques ont fait leur apparition dans la littérature géologique et, compte tenu de leurs caractères pétrographiques pour le moins insolites, elles ont donné lieu à des débats aussi animés que passionnants.*

*Mais que le lecteur se rassure, ce ne sont pas les pages que je lui soumetts aujourd'hui qui constitueront le dernier feuillet de cette affaire et mon ambition sera amplement satisfaite si elles apparaissent déjà comme une contribution utile.*

*Les gisements spilitiques que j'ai eu l'occasion d'examiner sont ceux du massif des Ecrins-Pelvoux près de Grenoble, mais pour des raisons que j'exposerai un peu plus loin, j'ai essayé d'aborder le problème du volcanisme spilitique sous un aspect plus général que régional.*

*Il y a une vingtaine d'années, lorsque je terminais malice à l'Institut de Géologie de Grenoble et que Monsieur le Doyen Léon MORET et Monsieur le Professeur Robert MICHEL envisageaient de confier à un de leurs élèves une étude sur les laves spilitiques de notre région, j'étais probablement le seul candidat intéressé en même temps qu'immédiatement disponible.*

*A cette époque en effet, la quasi totalité des géologues formés à Grenoble s'expatriaient dès la fin de leurs études vers les lointaines carrières de la prospection pétrolière et ceux qui restaient en métropole n'étaient alors qu'une minorité très modeste.*

*Pour ces derniers, la possibilité de trouver un emploi dans l'Université ne se heurtait donc pas au même obstacle de*

concurrence que celui que nous observons aujourd'hui et, pour ce qui me concerne, j'ai même eu la chance d'être incorporé très rapidement à l'équipe des enseignants de l'Institut de Géologie de Grenoble. Je dois dire à cet effet que j'ai bénéficié de la confiance et de l'amitié de Monsieur le Professeur Jean SARROT-REYNAULD qui était alors chef de travaux de pétrographie et qui a été à l'origine de ma nomination en tant qu'assistant. Je suis d'autant plus heureux de lui renouveler aujourd'hui encore toute l'expression de ma gratitude qu'aussi loin que je puisse remonter dans ma mémoire, je ne me souviens pas d'avoir regretté cette orientation un seul instant.

Est-ce à dire que Monsieur le Doyen Léon MORET et Monsieur le Professeur Robert MICHEL avaient trouvé en moi le personnage idéal pour l'étude des spilites du massif des Ecrins-Pelvoux ? je crois qu'il serait déplacé de ma part de répondre par l'affirmative. Au début, certes, je me suis adonné à peu près exclusivement à mon travail de pétrographie et j'ai donc pu soutenir ma thèse de 3e cycle dans des délais normaux ; mais par la suite, mes activités ont été beaucoup plus dispersées. Très souvent en effet, mon terrain de thèse m'a servi de tremplin pour pousser une pointe jusqu'à mon village de Névache et là, j'ai ressenti progressivement un tel intérêt pour les problèmes communaux que j'ai fini par me retrouver devant les dossiers de la mairie, ceint d'une écharpe tricolore.

Malheureusement la Vallée de Névache n'est pas à proprement parler dans la banlieue de Grenoble et les fonctions municipales sont devenues aujourd'hui bien exigeantes. Aussi, et bien qu'au total je conserverai un excellent souvenir de cette expérience politique il est bien certain qu'elle n'a pas eu une influence bénéfique sur l'avancement de ma thèse et que, bien au contraire, elle a grandement contribué à en retarder l'échéance.

Comme cela arrive d'ailleurs fréquemment en pareilles circonstances, les gisements spilitiques des Ecrins-Pelvoux ont été visités entre temps par d'autres géologues, et ce sont eux qui ont manifesté à leur égard le plus grand empressement.

Par chance, nous appartenions tous au même laboratoire et c'est donc en parfait accord que cette substitution des responsabilités s'est opérée. Mais, bien entendu, cela m'a conduit à modifier

sensiblement l'optique de mon propre travail et c'est à cette occasion précisément que j'ai décidé de traiter du problème des spilites sous un angle beaucoup plus théorique. Du même coup, j'ai confié à mes collègues l'ensemble de mes échantillons,\* lames minces et diagrammes radiocristallographiques de sorte que les descriptions qui s'y réfèrent ont été données dans leurs publications. En fin de comptes, je crois que le rôle que je me suis réservé est plus conforme à ma vocation d'enseignant et cela transparaît probablement à travers mon texte. Le public auquel il est destiné est donc avant tout celui des étudiants en Géologie et c'est également à leur intention que j'ai limité le nombre des références bibliographiques tout en accordant une priorité quasi systématique aux ouvrages les plus généraux.

Je remercie profondément Monsieur le Professeur Robert MICHEL, mon directeur de thèse, d'avoir accepté cette nouvelle orientation de mes travaux. Le respect qu'il a toujours eu de ma liberté n'est d'ailleurs pas le moindre motif de celui que moi-même je lui témoigne et s'il est vrai que mon étourderie m'a fait oublier quelquefois le bien-fondé de ses conseils, j'ai eu la chance qu'elle n'ait jamais raison de la solidité de son humour. Je lui dois d'autre part l'essentiel de ma formation pétrographique et sans doute aussi l'intérêt plus particulier que je porte aux problèmes de Volcanologie.

Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur Pierre GIRAUD, Directeur de notre laboratoire, qui a bien voulu accepter de participer à mon jury de thèse. Bon nombre des conclusions que j'avancerai dans ce texte me conduisent en effet à parler de roches que je ne connais que de façon sommaire et je suis donc très heureux que Monsieur GIRAUD dont le savoir pétrographique est beaucoup plus étendu que le mien puisse m'aider à combler cette lacune.

Dans un tout autre domaine, c'est à Monsieur le Professeur Philippe TRAYNARD, Président de l'Institut National Polytechnique de Grenoble que j'exprime ma plus vive reconnaissance pour sa présence au sein de mon jury. Au cours des dernières années, j'ai eu l'occasion quelquefois de suivre ses traces sur des sentiers de montagne, de sorte que très certainement nous avons piétiné les mêmes cailloux. Aujourd'hui, quelques uns d'entre eux seront au centre de notre conversation, et puisque moi-même j'ai pris le

\* souvent récoltés avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique auquel j'exprime toute ma gratitude

risque de mêler à mon vocabulaire de géologue certaines expressions empruntées à la Thermodynamique chimique, je me sentirai rassuré si Monsieur TRAYNARD peut conserver l'impression que cette science qui est la sienne n'a pas subi trop de mauvais traitements dans mes propos.

Au-delà des frontières de notre pays, c'est la collaboration de Messieurs les Professeurs Paul BARTHOLOME et G. Christian AMSTUTZ qui aura été pour moi un soutien considérable et je les remercie profondément l'un et l'autre d'avoir bien voulu se déplacer jusqu'à Grenoble pour faire partie de mon jury.

Monsieur le Professeur Paul BARTHOLOME de l'Université de Liège en Belgique est très connu pour ses travaux concernant le cycle géochimique et pour les applications qu'il en a souvent faites à des problèmes de métallogénie. Je lui sais gré de la fidélité avec laquelle il m'a écrit chaque fois que moi-même je lui adressais une partie de mon manuscrit et il m'est agréable de lui rappeler tout ce que ses conseils m'ont apporté d'encouragement et d'inspiration dans la rédaction de mon travail.

Monsieur le Professeur G. Christian AMSTUTZ, Directeur de l'Institut de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Heidelberg en Allemagne a lui aussi une réputation internationale et ses activités se partagent entre la métallogénie et le problème des roches spilitiques. Sur ce dernier point, l'Union Internationale des Sciences Géologiques lui est redevable d'un ouvrage de synthèse et je le remercie de la confiance qu'il m'avait déjà témoignée à l'époque où il le composait, en y réservant une place pour un article que je lui avais soumis. Aujourd'hui même, je ne pouvais souhaiter meilleur interlocuteur pour parler du volcanisme spilitique et sa présence au sein de mon jury me fait assurément beaucoup d'honneur.

S'il est un vœu que je puisse formuler ici, c'est celui de voir se poursuivre au-delà de ma thèse les excellentes relations que j'ai pu amorcer, grâce à Messieurs BARTHOLOME et AMSTUTZ, avec les Universités de Liège et de Heidelberg.

Il y a bien d'autres personnes qu'il me faudrait encore remercier et leur liste est d'autant plus importante que la gestation de ma thèse a été longue.

A défaut de pouvoir les citer toutes, je relèverai les noms de Messieurs Germain SABATIER et J.T. IYAMA, Directeurs de recherches au C.N.R.S. et de Monsieur le Professeur Marc VUAGNAT de l'Université de Genève. En plusieurs occasions (qui pour les premiers nommés sont déjà anciennes) ils m'ont apporté le concours de leur expérience et je leur en suis particulièrement reconnaissant.

Je le suis également envers Monsieur le Professeur Raymond KERN de l'Université de Marseille que je remercie d'avoir bien voulu lire mon manuscrit et me faire part de ses observations.

Sur un plan plus matériel, j'exprime toute ma gratitude à ma cousine Mademoiselle Janine LIBOZ pour m'avoir offert de frapper ma thèse après ses journées de travail. Je regrette que mes délais de livraison de manuscrit n'aient pu soutenir le rythme de sa puissance de frappe et que la date de son départ de France ait fini par précéder celle de l'achèvement de ma rédaction. Par chance, j'ai trouvé en Mademoiselle Patricia ASLANIAN, Secrétaire à l'Université des Sciences Sociales, une "relayeuse" de qualité, et je la remercie elle aussi d'avoir su accepter avec patience un manuscrit qui continuait d'arriver au compte-gouttes.

Au niveau de l'imprimerie, c'est à notre fidèle technicien Monsieur René CHABERT que j'ai confié la charge de faire tourner les rotatives. Tous ceux de notre Institut connaissent sa compétence en la matière et je le remercie une fois de plus du soin qu'il a apporté à mes tirages.

Dans une optique plus large, mais qui reste en rapport avec ma thèse, j'ai une dette de reconnaissance pour ceux qui sont à l'origine de ma formation géologique. Outre Messieurs les Professeurs MICHEL et SARROT-REYNAULD dont j'ai évoqué le rôle un peu plus haut, je pense ici à Messieurs les Professeurs BARBIER et DEBELMAS et aussi à Monsieur le Doyen Léon MORET dont j'avais suivi les cours pendant plusieurs années.

*Je regrette infiniment d'ailleurs de ne pas avoir soutenu cette thèse lorsqu'il était encore de notre monde et, pour cette raison, c'est à sa mémoire que je voudrais rendre aujourd'hui un hommage plus particulier.*

*J'ajouterai encore que, d'une façon plus générale, c'est sans aucun doute tout le personnel de notre Institut qui s'est trouvé associé un jour ou l'autre à l'élaboration de mon travail. A défaut de pouvoir retracer ici chacun des instants auxquels je pense, je me bornerai à constater que beaucoup d'entre eux impliquent la participation de mon ami Henri DABROWSKI qui, au cours de nombreux stages que nous avons faits ensemble, a su me communiquer sa passion pour la géologie minière. C'est un cadeau fort appréciable et dont je me plais à lui dire merci.*

*Pour terminer, je voudrais rendre un hommage aussi à la mémoire de mon père et de mon frère : leur disparition prématurée n'a pas permis à notre famille de vivre comme beaucoup d'autres les joies de l'après-guerre, mais grâce au courage de ma mère et à la générosité de ma sœur, j'ai conservé la chance inestimable de pouvoir continuer mes études.*

*Je les en remercie chaleureusement comme aussi je remercie ma femme dont la présence toujours souriante à mes côtés a été l'encouragement le plus charmant que j'aie trouvé pour écrire cet ouvrage.*

*Quant à mes trois enfants, j'ignore ce qu'ils penseront plus tard du volcanisme spilitique mais, pour l'instant, ils savent pertinemment que c'est à cause de lui qu'ils sont obligés de se taire aussi souvent.*

*De sorte qu'ils apprécieront eux aussi de ne plus l'avoir en permanence comme toile de fond.*

## LE CYCLE GEOCHIMIQUE ET LE PROBLEME DU VOLCANISME SPILITIQUE

## INTRODUCTION

Devant la multiplication des spécialités et la prolifération des écrits qui tend à gagner chacune d'elles, on est quelquefois tenté de se demander si le savoir n'est pas en train de se disperser et si des murs d'incompréhension ne se dressent pas chaque jour plus nombreux entre les différentes catégories d'individus qui en détiennent une parcelle.

En réalité il existe une profonde unité de la connaissance et elle ne fait que se confirmer à mesure que la science progresse, car s'il est exact que dans une discipline déterminée les questions fondamentales deviennent de plus en plus difficiles à saisir, il est vrai aussi que dans toute autre discipline, ce sont exactement les mêmes questions fondamentales que l'on finit, tôt ou tard, par se poser.

Le problème de la localisation des discontinuités est, à ce titre, particulièrement significatif. Les astronomes l'ont ressenti plus rapidement que quiconque, parce que les étoiles leur sont apparues d'emblée comme des concentrations de matière, séparées les unes des autres par des espaces relativement vides.

Puis ce furent les chimistes qui découvrirent une discontinuité de la matière au niveau des atomes et, plus récemment, mais à la même échelle, ce sont les physiciens qui ont ressenti la nécessité d'introduire une mécanique quantique, parce qu'ils ont constaté que la transmission de l'énergie s'effectue elle aussi de façon discontinue.

Dans le domaine des mathématiques, on retrouve encore ce besoin d'une discontinuité dès que l'on s'interroge sur les trois unités fondamentales qui nous servent à mesurer respectivement les longueurs, les masses et les temps.

Il est possible que la notion de temps constitue une variable plus indépendante que les deux autres, car sur un intervalle de temps déterminé, il est courant que nous réalisions des expériences où nous pouvons ajouter ou retrancher aussi bien des longueurs que des masses, alors que sur un matériau préalablement défini par sa longueur ou par sa masse, nous n'avons pas l'impression de pouvoir ajouter ou retrancher du temps.

L'autre impression très immédiate que nous avons vis-à-vis du temps est celle de sa continuité. C'est une idée qui nous paraît évidente, et pourtant un raisonnement extrêmement simple peut suffire à la remettre en question.

Imaginons en effet trois instants  $t_0$ ,  $t_1$  et  $t_2$ , tels que  $t_2 = t_1 + 1$  seconde et que  $t_1 = t_0 + 1$  seconde.

Si nous considérons le temps comme continu, cela veut dire que pour mesurer l'intervalle  $[t_0, t_1]$  par exemple, nous pourrions choisir une unité aussi petite que nous le voudrions et écrire que la mesure de  $[t_0, t_1]$  serait alors donnée par un nombre infini.

Mais, dans de telles conditions, ce même nombre infini donnerait aussi la mesure de  $[t_1, t_2]$  qui par hypothèse est égal à  $[t_0, t_1]$  et, par conséquent, la mesure de  $[t_0, t_2]$  qui est égal à la somme  $[t_0, t_1] + [t_1, t_2]$  serait donnée par un nombre deux fois égal à l'infini.

Comme nous ne concevons pas qu'un infini puisse être le multiple ou le sous-multiple d'un autre, il ne nous reste guère, pour sortir du dilemme, qu'à faire un choix entre les deux hypothèses suivantes :

La première consiste à admettre que le problème nous dépasse, et c'est un peu ce que nous faisons implicitement lorsque nous admettons, sans discussion préalable, que le temps est nécessairement continu.

La seconde consiste à imaginer qu'il existerait une limite à la petitesse de l'unité de temps et que celui-ci se propagerait donc par Quanta de la même façon que l'énergie telle que nous la concevons aujourd'hui dans le cadre de la physique quantique.

Dans cette hypothèse en effet, la mesure de  $[t_0, t_1]$  comme celle de  $[t_1, t_2]$  serait donnée par un nombre éventuellement très grand mais néanmoins fini, de sorte qu'en devenant égale au produit de 2 par ce même nombre, la mesure de  $[t_0, t_2]$  ne nous mettrait plus dans cette situation équivoque où nous nous trouvions il y a un instant.

Bien sûr, l'immense majorité des problèmes qui se posent quotidiennement dans le domaine de la science peut être traitée en dehors de ces considérations, mais il n'en reste pas moins que toute discontinuité apparaît comme la conséquence d'une autre et qu'en dernier ressort, les questions relatives à l'origine de chacune d'elles semblent converger vers le problème fondamental d'une éventuelle discontinuité du temps.

Partant de cette notion, si nous brosons un tableau de la matière allant de l'échelle de la physique des particules à celle de l'Astronomie, nous voyons que la géologie occupe une position intermédiaire intéressante, parce que la Terre qui constitue son objet a précisément des dimensions de transition.

S'agissant en outre d'une discipline historique, c'est-à-dire capable de mettre à profit la métastabilité des systèmes, elle permet non seulement de décrire les discontinuités que l'on relève actuellement à l'échelle de la Terre, mais mieux encore de rendre compte de leur évolution.

Et c'est dans cette optique que nous traiterons ici même du problème des spilites, car il est en fin de comptes un problème de discontinuités et même un problème d'évolution de discontinuités.

Nous avons choisi d'en parler en utilisant un langage aussi universel que possible et en évitant systématiquement toute expression qui pourrait être trop spécifique de la géologie.

En effet, l'existence des roches spilitiques apporte peut être un jalon significatif dans notre compréhension du fonctionnement de la Terre et il serait alors regrettable de ne pas en généraliser la diffusion dans les plus larges conditions.

Les géologues spécialisés dans l'étude de ces roches ne trouveront donc pas ici un exposé traditionnel de la question. L'objectif que nous nous sommes fixés a été d'éliminer tout ce qui apparaît déjà comme du détail pour ne retenir au contraire que les grandes lignes et pour essayer de cerner le rôle exact que joue le volcanisme spilitique dans l'évolution générale de la Terre.

Ceci nécessite le recours préalable à un certain nombre de données initiales auxquelles nous avons consacré trois chapitres.

Le chapitre Ier conduit à l'établissement d'une liste de trois propositions contradictoires dont chacune contient un énoncé essentiel pour la géologie mais dont l'une seulement se présente comme nécessairement vraie. Il se termine alors par un choix entre ces trois propositions et, compte tenu de ce que le procédé utilisé contient obligatoirement une certaine part d'arbitraire, la proposition retenue est considérée non pas comme une certitude mais comme un postulat.

A partir de cette notion de base, le chapitre II ouvre une discussion sur la signification des réactions minéralogiques. Il donne l'occasion d'introduire la notion d'élasticité thermodynamique des systèmes géologiques, puis d'envisager la distribution des entropies au sein du système Terre. Enfin, il permet de faire une distinction entre les réactions minéralogiques primordiales, c'est-à-dire allant dans le sens de l'évolution générale de la Terre et les réactions minéralogiques secondaires, c'est-à-dire allant dans le sens opposé.

Le chapitre III fait un emprunt à la récente théorie des plaques et un autre à la géologie alpine. Leur superposition aboutit à un modèle théorique destiné à rendre compte de l'évolution générale de la Terre et qui est représenté de façon schématique sur la figure 29.

C'est avec le chapitre IV que le problème du volcanisme spilitique est lui-même abordé. Les notions antérieurement acquises et notamment le mécanisme invoqué sur la figure 29 permettent alors de l'envisager sous un éclairage nouveau ainsi que de préciser le caractère de sa contribution dans l'évolution globale de la Terre.

La conclusion de l'ouvrage reprend très brièvement ce dernier thème et, prenant en compte le devenir des potentiels chimiques au sein des systèmes géologiques, elle se termine sur une question de portée générale qui consiste à savoir si le fonctionnement d'ensemble de notre planète ne serait pas comparable, dans une certaine mesure, à celui d'un appareil à distiller.

Chapitre I er

RECHERCHE D'UNE SOLUTION GÉNÉRALE  
POUR LE PROBLEME DU CYCLE GÉOCHIMIQUE

1ère PARTIE : L'ÉNONCÉ DU PROBLÈME

A. OBSERVATION FONDAMENTALE

Le plus général des phénomènes de la géologie a été mis en évidence voilà près de deux siècles grâce à l'étude des rapports mutuels existant entre roches éruptives, métamorphiques et sédimentaires. Il s'agit du cycle de la matière dans l'écorce terrestre dont le mécanisme ( ou tout au moins le plus usuel des mécanismes) est rappelé ci-après de façon schématique (fig. 1).

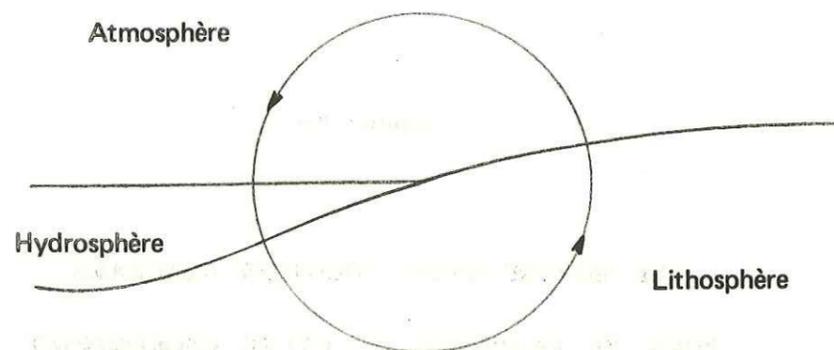


fig. 1

Dans la suite de ce texte, et dans un souci d'allègement d'écriture, nous désignerons ce phénomène sous le nom plus condensé de cycle géochimique fondamental, ou même, plus simplement de cycle géochimique lorsque cela n'entraînera aucune ambiguïté.

Il est vraisemblable que le lecteur de formation géologique aura reconnu dans la figure 1 une image assez familière ; et pourtant, s'il était appelé de l'expliciter de façon quelque peu détaillée, il serait surpris de constater jusqu'à quel point, dans l'état actuel de nos connaissances, le commentaire qu'il pourrait en donner serait sommaire.

C'est peut-être là que réside l'un des aspects les plus singuliers de la géologie : son concept le plus synthétique n'a pas reçu de formulation élaborée, et il se trouve relégué, par conséquent, dans le domaine des considérations plus théoriques que pratiques. Certes, on a bien conscience que le cycle géochimique fondamental puisse recouvrir en dernier ressort tous les problèmes de la pétrogénèse, mais cette conscience débouche davantage sur une pensée philosophique que sur une base de discussion opérationnelle, c'est-à-dire capable d'apporter une solution à un problème donné.

Nous envisageons, dans ce premier chapitre, de soumettre cet état de choses à un examen critique, au terme duquel nous tenterons de donner à la notion de cycle géochimique fondamental cette formulation d'intérêt pratique dont nous venons précisément de souligner l'absence. Il s'agit naturellement d'un essai, et il ne fait aucun doute que des amendements nombreux et importants pourront perfectionner la technique de raisonnement que nous allons proposer. L'objectif que nous nous sommes fixé, par cette démarche, consiste à rechercher pour les différents problèmes de la pétrogénèse un énoncé global.

B. LE PROBLÈME DU REPÉRAGE DES SYSTEMES EN GÉOLOGIE

a) LA NOTION DE CYCLE

La notion de cycle géochimique s'apparente à la notion plus générale de cycle et par conséquent à celle que l'on appelle, en mathématiques, une fonction périodique.

Supposons qu'en un point M de l'espace, on considère la valeur F d'une fonction

t désignant alors la variable temps et Δt la période, on dit que la fonction F est périodique si l'égalité

$$F(t) = F(t + \Delta t)$$

se trouve vérifiée sur un intervalle de temps [ t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub> ] quel que soit t.

Cette première définition appelle une série de remarques qui se complètent les unes les autres et que nous allons examiner successivement.

1 ● Pour certains phénomènes, le qualificatif de fonction périodique doit être réservé au seul cas où la période  $\Delta t$  conserve elle-même une valeur constante avec le temps (oscillations entretenues par exemple). Nous ne ferons pas ici cette restriction, car nous ne savons rien à priori de la valeur  $\Delta t$  du cycle géochimique. Nous admettrons donc que la notion de fonction périodique s'applique encore lorsque les conditions suivantes sont l'une et l'autre vérifiées

$$F(t_2) = F(t_1 + \Delta t_1)$$

$$F(t_1) = F(t + \Delta t)$$

qu'il y ait ou non égalité entre  $\Delta t$  et  $\Delta t_1$

2 ● Si on transpose la notion de fonction périodique dans le domaine du réel et que, par conséquent,  $F$  désigne une propriété déterminée, son attachement à un point  $M$  peut perdre toute signification pratique. En effet, une propriété réelle ne se conçoit elle-même qu'à la faveur d'une mesure, et quelle que soit la petitesse du volume sur lequel s'effectue une mesure, il se trouve que pour certaines propriétés, celui-ci ne peut être assimilé à un point. Nous appellerons alors système élémentaire cet élément de volume en deçà duquel la mesure de certaines propriétés n'est plus possible.

3 ● Si la notion de fonction de point n'a donc pas toujours une signification pratique en physique, et si l'on admet pourtant qu'à un instant  $t$  donné une propriété quelconque  $F$  peut avoir la même valeur en deux points différents, cela veut dire en réalité que sur deux systèmes élémentaires différents (et contenant chacun l'un des deux points), les intégrales de cette propriété sont identiques.

4 ● Mais la définition d'un système élémentaire ( $s$ ) implique la connaissance de l'ensemble des propriétés  $F_1, F_2, \dots, F_1, \dots, F_n$  qui le caractérisent et on ne peut donc affirmer que  $s$  retrouve (ou conserve) à un instant  $t_2$  l'état qu'il avait à un instant  $t_1$ , que si chacune de ses propriétés retrouve (ou conserve) respectivement la même valeur. Ceci implique par conséquent quatre conditions.

I. Le temps  $t$  n'est pas considéré lui-même comme une propriété du système, faute de quoi l'identité de deux états consécutifs ne saurait être envisagée.\*

\* C'est probablement parce qu'elle constitue l'un des postulats les plus fondamentaux de toute science que cette proposition est souvent tenue pour une certitude. En réalité elle n'en est pas une et nous ne devons jamais perdre de vue son caractère de postulat.

II. Dans l'espace absolu, l'identité de deux positions consécutives ne peut être mise en évidence. Si donc deux états consécutifs sont dits identiques, et que par conséquent le système élémentaire est tenu pour avoir retrouvé (ou conservé) la même position, cela ne peut s'entendre que par rapport à un espace relatif et conventionnel.

III. Une mesure peut être erronée et, par conséquent, l'identité de deux états consécutifs suppose une certaine tolérance sur les erreurs de mesure.

IV. Une propriété peut exister sans être connue, et, par conséquent, l'identité de deux états consécutifs suppose une certaine tolérance de non mesure pour les propriétés non encore découvertes.

5 ● En toute rigueur, c'est donc à la lumière des exigences dont nous venons de dresser la liste que l'identité de deux états consécutifs d'un système élémentaire devrait être jugée.

Malgré les tolérances que nous avons mentionnées, il est certain que ce critère d'identité demeure draconien, et, dans la pratique, c'est-à-dire en physique comme en chimie, on s'affranchit des difficultés qu'il soulève moyennant certaines conventions supplémentaires.

Nous allons examiner plus particulièrement celles qui sont invoquées en thermodynamique chimique, car c'est généralement sous l'éclairage de cette science que la notion de système élémentaire s'introduit en géologie. Nous verrons d'ailleurs, à cette occasion, que si la thermodynamique chimique peut apporter à la géologie la solution de quelques uns de ses problèmes, en revanche, elle ne peut fournir l'énoncé global que nous nous proposons de rechercher. Cet état de choses est consécutif à un phénomène assez particulier aux Sciences de la Terre et que nous examinerons un peu plus loin, lorsque nous essaierons de suivre dans le temps et dans l'espace, un système élémentaire initialement repéré à un instant  $t$  pour son intérêt géologique.

25 AOUT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Mais dans la pratique, le nombre des propriétés à prendre en considération va dépendre en réalité de ce que l'on entendra conventionnellement par état stable, et nous essaierons de circonscrire avec exactitude la définition d'intérêt pétrogénétique qu'il convient de donner à cette notion.

A ce propos, nous admettrons (comme une sorte de définition de la pétrologie) que pour retenir l'attention d'un pétrologiste, une transformation doit être minéralogique, c'est-à-dire impliquer le remplacement d'une espèce minérale par une autre, ou tout au moins par une variété de la même espèce \*.

Ces changements-là n'étant que des cas particuliers de transformations chimiques, c'est donc au sens de la thermodynamique chimique que l'on admet généralement en géologie la définition pratique de l'état stable.

Dans une première acception \*\*, celle-ci peut s'énoncer comme suit :

On dit d'un système global qu'il est stable sur un intervalle de temps [ t<sub>1</sub> , t<sub>2</sub> ] s'il obéit tout à la fois aux trois conditions suivantes :

- 1 • Les différents systèmes élémentaires sont à la même température, et celle-ci se conserve sur [ t<sub>1</sub> , t<sub>2</sub> ]
- 2 • Les différents systèmes élémentaires sont à la même pression, et celle-ci se conserve sur [ t<sub>1</sub> , t<sub>2</sub> ]
- 3 • Chaque système élémentaire conserve sur [ t<sub>1</sub> , t<sub>2</sub> ] la composition qui était la sienne au temps t<sub>1</sub>.

Cette définition appelle les remarques suivantes :

1) Elle ne fait intervenir que les variables pression, température et composition. L'expérience montre en effet, et d'une manière assez générale, que pour introduire des transformations d'ordre chimique (ou minéralogique) dans un système, c'est l'une au moins de ces trois propriétés qu'il faut

\* Cela ne veut pas dire qu'une transformation non minéralogique soit sans intérêt pour la géologie mais simplement qu'elle relève de la tectonique beaucoup plus que de la pétrologie.  
 \*\* C'est par exemple la définition adoptée par FICINI J., LUMBROSO-BADER N., et DEPEZAY J.C. (1973).

modifier ( et éventuellement plusieurs d'entre elles ).

2) Elle n'exige pas que les systèmes élémentaires aient tous la même composition.

On retiendra à cet effet que lorsqu'il y a effectivement identité de composition entre les systèmes élémentaires, le système global est dit homogène. Dans le cas contraire, il est dit hétérogène.

Si une composition déterminée et unique n'est pas vérifiée pour tous les systèmes élémentaires mais seulement pour un certain nombre d'entre eux, la réunion de ces derniers s'appelle *une phase*.

Dans une seconde acception, fondée précisément sur la règle des phases de W. GIBBS, la définition de l'état stable est un peu plus souple\* et peut se résumer à l'expression suivante :

On dit d'un système global qu'il est stable sur l'intervalle de temps  $[ t_1, t_2 ]$  si le nombre et la nature de ses phases restent identiques sur  $[ t_1, t_2 ]$  à ce qu'ils étaient à l'instant  $t_1$ .

Remarquons encore que dans chacune de ces deux acceptions, les propriétés prises en considération sont intensives, c'est-à-dire indépendantes de la masse totale du système. Si donc sur l'intervalle de temps  $[ t_1, t_2 ]$  il y a modification de la masse totale du système, mais de telle sorte que l'une au moins de ses parties satisfasse encore aux conditions que nous venons d'énumérer, cette partie là peut être considérée comme stable sur  $[ t_1, t_2 ]$ .

Pour mieux juger de l'intérêt que peut présenter cette remarque lorsqu'on la transpose dans le domaine de la géologie, nous allons reconsidérer ci-après ( fig. 2 ) le mécanisme du cycle géochimique déjà invoqué un peu plus haut ( fig. 1 ).

( figure 2 page suivante )

\* Elle est surtout beaucoup plus pratique car, en toute rigueur, la condition 2 de la première acception ne peut être vérifiée attendu qu'elle est contraire aux lois de la statique des fluides. Cela n'a pas grande importance en chimie car les systèmes considérés sont suffisamment petits pour que les  $\Delta p$  (fonction de la profondeur) soient tout à fait négligeables. Mais il n'en va pas de même en géologie où les systèmes peuvent avoir une grande dimension dans le sens de la verticale.

Dans ce dernier cas d'ailleurs, et pour des raisons similaires, la condition 1 de la première acception a toutes chances de ne pas être satisfaite non plus.

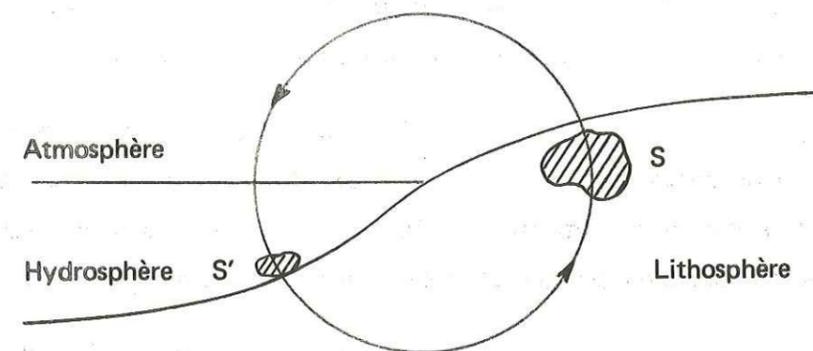


fig. 2

Envisageons à l'instant  $t_1$  un système  $S$  constitué par un certain volume de roche éruptive affleurant tout près de la surface de la lithosphère. Supposons alors qu'une phase d'érosion intervienne et qu'à l'instant  $t_2$  une partie  $S'$  de  $S$  ( c'est-à-dire un sous-ensemble de  $S$  ) se retrouve sous forme d'élément de conglomérat dans une série sédimentaire.

Si la composition de  $S'$  reste identique à celle de  $S$  ( absence de transformations minéralogiques ), il en ira de même de leurs densités et, par suite, la masse de  $S'$  sera inférieure à la masse de  $S$ .

Néanmoins, et au sens de la règle des phases de W. GIBBS, le sous-ensemble  $S'$  de  $S$  sera demeuré stable sur  $[ t_1, t_2 ]$ .

On voit aussi qu'à un degré plus avancé de son évolution ( domaine du métamorphisme d'abord et du plutonisme ensuite ), le système  $S$  peut se trouver disloqué à un point tel qu'aucun de ses sous-ensembles ne soit plus matériellement observable. Il se pose donc en géologie un problème de repérage des systèmes et nous allons tenter de le circonscrire de plus près.

Demandons nous tout d'abord s'il est possible de choisir au temps  $t_1$  un système  $S$  suffisamment grand pour que l'un au moins de ses sous-ensembles  $S'$  soit encore repérable au temps  $t_2$ , quelle que soit la valeur donnée à l'intervalle de temps  $[ t_1, t_2 ]$ .

Cette question n'admet évidemment une réponse positive ( et de valeur générale ) que si l'on prend pour système initial

la Terre entière et que, de surcroît, on fasse la démonstration de sa semi-fermeture sur  $[t_1, t_2]$ .<sup>\*1</sup> Dans ce cas, il est en effet certain qu'au temps  $t_2$ , une fraction quelconque de la terre constitue elle-même un sous-ensemble de  $S$ .

Mais ce système  $S$  présente alors l'inconvénient de transposer le problème au niveau de l'Astronomie, sans que pour autant nous ayons pu le solutionner au niveau qui nous préoccupe (cycle de la matière dans l'écorce terrestre) puisque d'emblée, nous nous serons placés hors de son cadre.

A l'opposé, c'est-à-dire du côté de la petitesse des sous-ensembles de  $S$ , on peut remarquer que l'échelle atomique (ou tout au plus ionique) constitue généralement une limite inférieure obligatoire.

En effet, et quel que soit le système  $S$  envisagé au temps  $t_1$ , si celui-ci se disloque de telle sorte que certains au moins de ses sous-ensembles s'associent ultérieurement avec des matériaux qui ne soient pas eux-mêmes des sous-ensembles de  $S$ , on ne conçoit pas que l'état maximal de la dislocation puisse excéder celui de la libre circulation des atomes (ou tout au plus des atomes ionisés).

Mais cette remarque appelle à son tour l'observation suivante :

En admettant, comme nous venons de le montrer que la dislocation s'arrête à l'échelle atomique, il reste que d'un point de vue matériel on ne peut pas visualiser un atome précis et que, d'autre part, l'idée de transformation chimique perd toute signification à cette échelle,<sup>\*2</sup> ainsi d'ailleurs que la règle des phases.

Il apparaît donc que l'observation d'un système géologique s'arrête nécessairement avant ce stade de sa diminution, et la limite permise se confond alors nécessairement avec la définition que nous avons donnée plus haut des systèmes élémentaires.

Cela revient à dire que si la règle des phases constitue une manière de ne prendre en compte que les propriétés intensives d'un système, il faut tout de même que ledit système ait les dimensions minimales indispensables à la mesure de ces propriétés.

\*1 Entendons par là que  $S$  peut perdre de la matière mais non en recevoir.

\*2 Sauf toutefois pour les réactions nucléaires (dont nous examinerons au Chapitre II la signification particulière).

Il est alors raisonnable de voir dans les dimensions d'un microlithe déterminable en lame mince, l'ordre de grandeur minimal nécessaire à un système élémentaire pour qu'il présente un intérêt géologique. Bien entendu, on peut considérer un objet de plus grande taille, mais compte-tenu de ce que nous avons vu plus haut, nous savons que cela peut entraîner une diminution de  $[t_1, t_2]$  si l'on a préalablement fixé  $S$ , ou une augmentation des dimensions de  $S$  si l'on a préalablement fixé  $[t_1, t_2]$ .

Observons aussi que dans l'étude pratique d'une transformation pétrogénétique, c'est toujours  $S'$  que l'on tente de repérer en premier (bien qu'il matérialise en fait l'état final) et non pas  $S$  : cette proposition sera commentée dans le paragraphe suivant.

c) SUR LES LIMITES DE LA THERMODYNAMIQUE CHIMIQUE DANS SON APPLICATION A LA GEOLOGIE

L'ordre de grandeur des intervalles de temps  $[t_1, t_2]$  nécessaires à la plupart des transformations minéralogiques est généralement sans commune mesure avec le temps qu'un observateur peut consacrer à une observation continue. Si plusieurs observateurs se succèdent de telle sorte que la somme de leurs observations puisse présenter, à l'échelle de leur groupe, un caractère de continuité, l'amélioration reste encore sans commune mesure avec un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  de dimensions géologiques.

Au surplus, la géologie relate quantité d'événements ayant précédé l'apparition de l'Homme sur la Terre et pour lesquels il est donc bien évident qu'aucune observation directe ne nous a été permise.

Supposons que l'un de ces événements ait été matérialisé par une transformation minéralogique déterminée  $T$  affectant intégralement un système  $S$ . Si la fin de cette transformation s'est produite au temps  $t_2$ , et si un sous-ensemble  $S'$  de  $S$  n'a subi postérieurement à  $T$  (et jusqu'à l'époque actuelle  $t_3$ ) aucune autre transformation, alors l'état final de  $T$  demeure stable dans  $S'$  sur  $[t_2, t_3]$ . D'un point de vue théorique (et très souvent même pratique) il n'y a donc pas d'obstacle à ce que l'observation de l'état final de la transformation  $T$  soit tenue pour équivalente à une observation directe.

En revanche, on ne peut en toute rigueur rendre compte de la transformation  $T$  proprement dite si l'on a pu observer, dans des conditions comparables, son état initial. En géologie, cela est évidemment impossible, et c'est alors à des moyens indirects que l'on recourt.

Le moins indirect correspond sans doute au cas des pseudomorphoses, où l'état initial d'une transformation peut se rétablir assez facilement par la pensée, puisqu'il a laissé quelques traces matérielles encore reconnaissables jusque dans l'état final.

Mais, le plus généralement, la méthode est totalement indirecte et relève d'une comparaison. Si un état initial déterminé peut être envisagé pour  $S'$  (au temps  $t_1$ ) et s'il permet d'invoquer la transformation  $T$ , c'est en effet parce que l'on a pu trouver dans un voisinage plus ou moins proche de  $S'$  un système  $S''$  tel que l'état initial de  $T$  s'y trouve stable sur  $[t_1, t_3]$ .

Cet état est souvent lui-même l'état final d'une transformation  $T'$  antérieure à  $T$ , et on postule qu'il était aussi l'état de  $S'$  au temps  $t_1$ .

Il n'est pas besoin d'avoir une très grande expérience de la géologie pour comprendre que la possibilité de telles extrapolations (c'est-à-dire la possibilité de définir des transformations) demeure relativement rare sur l'ensemble du cycle géochimique. La figure 2 peut d'ailleurs aider à le rappeler :

Cela revient à dire que l'application de la thermodynamique chimique à la géologie ne peut intervenir que sur quelques portions nécessairement discontinues de ce cycle.

D'ailleurs, si cette application pouvait intervenir sur le cycle d'une manière continue, ce ne serait toutefois que dans le cadre de systèmes d'extension obligatoirement très limitée, de sorte que c'est au volume maximal de leur réunion que toute conclusion demeurerait relative.

On voit ainsi que si la thermodynamique chimique peut apporter une solution à quelques problèmes particuliers du cycle géochimique (ceux qui concernent une transformation repérable et sur lesquels

nous reviendrons), en revanche, elle ne peut rendre compte du déroulement de celui-ci par une suite continue d'informations, même si l'on se place volontairement à l'échelle du plus petit système.

C'est donc dans un second temps seulement qu'il convient de la prendre en compte, et on peut se demander à priori s'il n'existe pas un moyen différent qui permettrait de considérer le cycle géochimique d'une façon continue, et à l'échelle de l'espace entier dans lequel il se déroule.

Telle est la question que nous allons examiner maintenant.

#### d) LES TROIS PROPOSITIONS FONDAMENTALES DE LA PETROGENESE

Lorsqu'on envisage, sur un intervalle de temps  $dt$ , la surface supérieure de la lithosphère, on peut y distinguer deux sortes de zones : celles qui sont orogéniquement actives et celles qui ne le sont pas.

Il est vraisemblable que l'essentiel du cycle géochimique s'effectue dans les premières et qu'il n'intervienne dans les secondes que de façon beaucoup plus discrète.

Par conséquent, et dans la mesure où le bilan des cycles ainsi localisés serait calculable, on pourrait éventuellement songer à étudier la distribution des orogènes dans l'espace et dans le temps, afin d'obtenir, par sommation, le bilan géochimique de la Terre entière, et tout au moins sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  déterminé.

Mais en réalité, la distribution des orogènes est encore insuffisamment connue et, de surcroît, le bilan géochimique de chacun d'eux est extrêmement difficile à apprécier. La méthode est donc inapplicable, et si l'on veut avoir une indication géochimique relative à la terre entière, il est nécessaire de rechercher un autre moyen.

Reprenons alors la figure 1 et ajoutons lui quelques indications complémentaires ; nous obtenons ainsi la figure 3 dont on peut concevoir l'interprétation de la manière suivante :

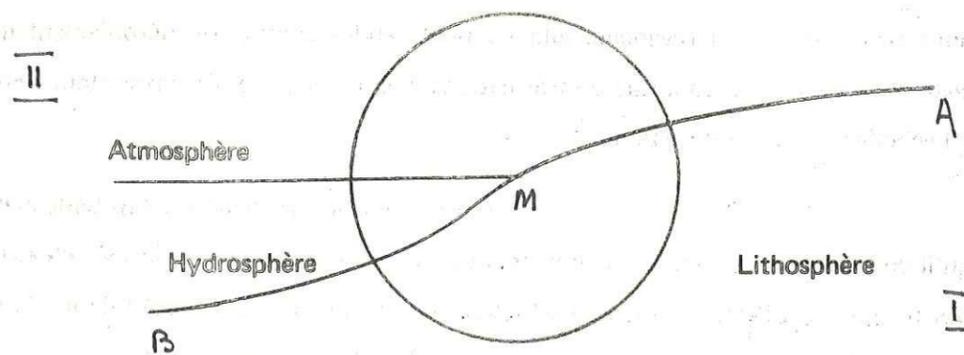


fig. 3

La surface A M B (réduite ici à une ligne) représente à n'importe quel instant t le contact intégral séparant la lithosphère (domaine I) de l'ensemble hydrosphère-atmosphère (domaine II). Sur un intervalle  $[t_1, t_2]$ , le tracé de A M B n'est donc pas nécessairement fixe.

Désignons alors par  $\sigma_i^I$  la quantité infinitésimale (exprimée en termes de masse\*) d'un élément chimique quelconque i, traversant un élément dS de la surface A M B pendant un temps dt et dans le sens I  $\rightarrow$  II. Il est possible que l'essentiel de ce transfert se produise sur une portion de type A M, mais nous ne présumerons rien à priori de cette restriction.

Nous écrivons donc que la quantité totale  $\Phi_i^I$  de i traversant la surface A M B dans le sens I  $\rightarrow$  II, et pendant un temps dt, est donnée par l'expression :

$$\Phi_i^I = \int_{AMB} \sigma_i^I dS$$

Si maintenant nous envisageons successivement chacun des éléments chimiques 1, 2, ..., i, ..., n, passant de I à II pendant un temps dt, nous obtenons la série d'expressions :

$$\Phi_1^I = \int_{AMB} \sigma_1^I dS \quad , \quad \Phi_2^I = \int_{AMB} \sigma_2^I dS \quad \dots \dots \dots$$

$$\Phi_i^I = \int_{AMB} \sigma_i^I dS \quad \dots \dots \dots \quad \Phi_n^I = \int_{AMB} \sigma_n^I dS$$

\* Ce choix peut paraître arbitraire, mais il sera justifié au Chapitre II.

dont nous écrivons la somme totale sous la forme condensée suivante :

$$\sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I = \Phi_1^I + \Phi_2^I + \dots + \Phi_i^I + \dots + \Phi_n^I \quad *$$

Cette quantité est relative à un intervalle de temps infinitésimal dt, de sorte que rapportée à un intervalle  $[t_1, t_2]$ , elle doit finalement s'écrire

$$\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I dt$$

Inversement, si nous considérons la quantité de matière qui traverse la surface A M B dans le sens II  $\rightarrow$  I sur  $[t_1, t_2]$ , nous obtiendrons son expression finale au moyen d'étapes similaires.

Prenant au départ un terme  $\sigma_i^{II}$  relatif à un élément chimique quelconque i, lui-même envisagé sur un élément de surface dS et un intervalle de temps dt, nous ferons une première sommation sur A M B pour avoir  $\Phi_i^{II}$  puis une seconde sommation sur les i pour avoir  $\sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II}$ , et enfin une troisième sommation sur  $[t_1, t_2]$  pour avoir  $\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II} dt$

Cette dernière formule exprime donc (en termes de masse) la quantité totale de matière passant de II à I sur  $[t_1, t_2]$  et à l'échelle de la terre entière.

Si nous ne connaissons pas la valeur numérique de  $\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I dt$  et pas davantage celle de  $\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II} dt$ , en revanche, nous pouvons imaginer à leur sujet la série de propositions suivantes :

1ère PROPOSITION

$$\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I dt > \int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II} dt$$

nous désignerons cette proposition par la lettre A.

2ème PROPOSITION

$$\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I dt = \int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II} dt$$

que nous appellerons B.

3ème PROPOSITION

$$\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^I dt < \int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^{i=n} \Phi_i^{II} dt$$

que nous appellerons C.

\* Ici, le signe  $\sum$  est préféré au signe  $\int$  puisque les éléments chimiques sont en nombre fini. C'est pour cette même raison que nous choisissons un dernier terme de rang n.

Cet ensemble de propositions satisfait obligatoirement aux deux conditions suivantes :

1ère condition : Si l'une de ces propositions est vraie, les deux autres sont fausses.

2ème condition : L'une de ces propositions est nécessairement vraie.

Nous allons donc tenter de rechercher laquelle et nous nous demanderons également si l'intervalle de temps [ t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub> ] auquel elle se rapporte est à même de lui conférer un intérêt géologique.

## 2ème PARTIE : LE CHOIX D'UNE SOLUTION

Pour établir les conditions d'existence et d'unicité de cette solution, et pour montrer qu'elle était nécessairement confondue avec l'une des trois propositions A, B, C, précédemment avancées, nous avons énoncé le problème du cycle géochimique sous une forme volontairement globale, mais qui avait l'inconvénient d'être un peu abstraite.

Dans la suite de ce texte au contraire, et dans le but de rechercher la bonne solution, nous allons revenir à certaines données extrêmement classiques et concrètes de la géologie.

Cependant, plutôt que de considérer chacune d'elles isolément, nous nous efforcerons de mettre l'accent sur leurs ressemblances. Pour ouvrir le débat, nous allons relater quelques observations fondamentales et tenter d'en dégager une interprétation immédiate.

### A. PREMIERE OBSERVATION

Dans son état actuel, la terre est constituée de différentes couches grossièrement concentriques, parmi lesquelles il est habituel

d'inclure la biosphère, et nous savons qu'une partie de celle-ci représente l'habitat naturel de l'espèce humaine. Relativement à ce repère où s'effectue l'essentiel de nos observations, il est assez normal que les autres couches terrestres nous soient d'autant mieux connues qu'elles sont plus proches et, de fait, c'est dans le secteur le plus voisin de la biosphère, c'est-à-dire sur l'ensemble atmosphère-hydrosphère-lithosphère supérieure que s'est imposée aux géologues la notion de cycle géochimique.

Revenons alors à l'énoncé global que nous en avons donné, et examinons (en nous aidant de la figure 1 par exemple) sa traduction pratique.

A la surface de la lithosphère, et tout au moins sur un intervalle de temps dt, l'hydrosphère n'est pas présente d'une manière continue ; mais si nous envisageons l'ensemble hydrosphère-atmosphère, celui-ci constitue tout autour de la lithosphère une enveloppe continue :

Dans ces conditions, l'intégrale  $\int_{t_1}^{t_2} \sum \Phi_i^I dt$  représente la masse totale des atomes qui, sur [ t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub> ] quittent la lithosphère. Inversement, l'intégrale  $\int_{t_1}^{t_2} \sum \Phi_i^{II} dt$  représente la masse totale des atomes qui sur [ t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub> ] entrent dans la lithosphère.

La première question que l'on peut se poser à ce propos est de savoir si, parmi les atomes qui sortent de la lithosphère, certains peuvent également s'échapper (vers l'extérieur) de l'ensemble hydrosphère-atmosphère. Corrélativement, on peut se demander si parmi les atomes qui entrent dans la lithosphère, certains ne viendraient pas de l'extérieur de notre planète et ne feraient que traverser momentanément l'ensemble hydrosphère-atmosphère.

Sur ces deux points, les données de l'Astronomie sont assez nettes et il paraît raisonnable de les résumer comme suit.\*

Considérons à l'époque actuelle un intervalle de temps dt. Sur cet intervalle de temps, nous savons que seuls parviennent à s'affranchir de l'attraction terrestre les atomes de certains gaz légers et à la condi-

\* Ces données sont empruntées à des ouvrages généraux où les enseignements respectifs de la géologie et de l'astronomie sont mis en parallèle. C'est le cas notamment des «Elements of geochemistry» de Y. MIYAKE (1965).

tion, bien entendu, qu'ils aient été préalablement portés vers la haute atmosphère (par exemple à la faveur d'un phénomène tel que le volcanisme).

Néanmoins, la quantité de matière ainsi rejetée de notre planète reste présentement petite vis-à-vis de la quantité de matière qui, sur le même intervalle de temps  $dt$ , passe de la lithosphère à l'ensemble hydrosphère-atmosphère.

Inversement, si l'on considère la masse totale des atomes qui, sur l'intervalle de temps  $dt$ , passe de l'ensemble hydrosphère-atmosphère à la lithosphère, la fraction qui atteint la Terre pour la première fois, c'est-à-dire qui provient directement de l'espace extra-terrestre, ne constitue qu'une petite partie de la totalité.

Cela veut dire que sur un intervalle de temps  $dt$  de l'époque actuelle, on ne changera probablement pas la signification de chacune des propositions A, B, C, en ajoutant au bilan des transferts de matière intérieurs au système Terre, celui des transferts de matière qui se produisent entre le système Terre et l'espace extra-terrestre. En d'autres termes, le seul bilan intra-terrestre du cycle géochimique doit suffire à faire un choix correct entre les trois propositions A, B, C, tout au moins lorsqu'il se rapporte à un intervalle de temps  $dt$  de l'époque actuelle.

## B. DEUXIEME OBSERVATION

Lorsqu'une éruption volcanique se produit à la surface de la Terre, le phénomène suivant peut-être observé.

Appelons  $S$  le système correspondant à la quantité totale de matière vomie par un volcan sur l'intervalle de temps  $[t_0, t_1]$  correspondant à l'éruption.

Postérieurement à l'éruption, nous voyons qu'un sous-ensemble  $S_1$  de  $S$  reste attaché à la lithosphère (ce sont les laves proprement dites auxquelles il convient d'ajouter les diverses projections demeurées instables dans l'hydrosphère ou dans l'atmosphère) tandis qu'un sous-ensemble  $S_2$  de  $S$

reste attaché à l'hydrosphère (il s'agit alors de  $H_2O$  et des constituants dont l'état de solubilité dans l'hydrosphère se trouve être un état stable) et qu'un sous-ensemble  $S_3$  de  $S$  reste attaché à l'atmosphère (il s'agit alors de gaz dont l'état de solubilité dans l'atmosphère constitue un état stable).

Le volcanisme a donc pour effet de scinder un ensemble initial  $S$  en trois sous-ensembles  $S_1, S_2, S_3$ , qui se superposent dans cet ordre, et qui, par conséquent, semblent se répartir suivant un critère de différences de densités.

Nous schématisons ci-dessous (fig. 4) le mécanisme ainsi invoqué :

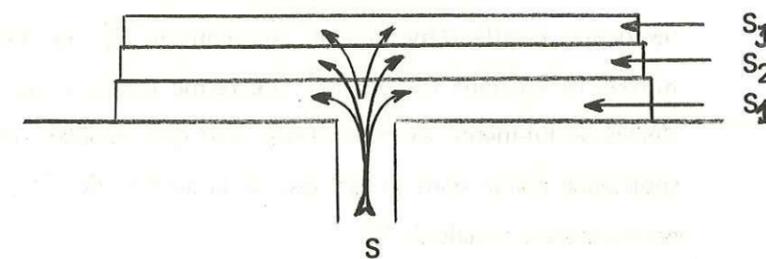


fig. 4

Si ce critère des différences de densités est exact à l'intérieur de  $S$ , c'est-à-dire sur l'ensemble  $S_1 + S_2 + S_3$ , on pourrait craindre en première approximation qu'il ne devienne inexact à plus grande échelle. En effet, l'examen de notre planète montre que l'essentiel des systèmes de type  $S_1$  se trouve constitué de basalte, et par conséquent d'un matériau dont la densité moyenne est supérieure à celle de la couche sialique sous-jacente.

Plus précisément, si nous désignons par  $D$  la densité du système initial  $S$  et par  $D_1, D_2, D_3$ , les densités respectives des systèmes que constituent les sous-ensembles  $S_1, S_2, S_3$ , nous pouvons poser la série d'inégalités :

$$D_3 < D_2 < D \leq D_1$$

où le terme  $D_1$  a donc souvent, lui-même, une valeur supérieure à celle de la densité moyenne de la croûte de sial.

La géologie fournit à ce propos un ensemble de données intéressantes, pour peu que nous les examinons à la lumière de quelques constatations banales de l'expérience quotidienne.

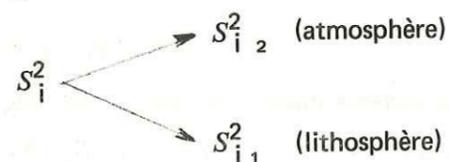
1<sup>ère</sup> EXPERIENCE : Supposons tout d'abord que nous lançons en l'air, à l'instant  $t_1$ , un caillou que nous désignerons sous le nom de système  $S_i^1$  et dont la masse initiale serait  $M_i^1$ . Nous savons qu'à un instant  $t_2$ , proche de  $t_1$ ,  $S_i^1$  retombe sur le sol, brisé ou intact, mais sans modifications sensible de sa masse globale.

$S_i^1$  a donc parcouru sur  $[t_1, t_2]$  un cycle géochimique fermé, et nous disons qu'il n'a pu demeurer à l'état stable dans l'air, parce que la densité de ce milieu est très inférieure à la sienne.

2<sup>ème</sup> EXPERIENCE : Supposons maintenant que nous lâchions un ballon gonflé d'hydrogène. Appelons le  $S_i^2$ , et désignons sa masse initiale (à l'instant  $t_1$ ) par  $M_i^2$ . Le terme lâchions indique bien que  $S_i^2$  s'élève de lui-même, et nous disons alors que le moteur de cette ascension spontanée réside dans le fait que, à la surface du sol, la densité de l'air est supérieure à celle de  $S_i^2$ .

Nous savons aussi que ce dernier finit par éclater et retomber sur le sol comme l'avait fait précédemment  $S_i^1$ . Mais dans ce cas, et si nous désignons par  $t_2$  l'instant de cette retombée, la masse  $M_i^2$  de  $S_i^2$  à l'instant  $t_2$  est inférieure à sa masse initiale.

En d'autres termes,  $S_i^2$  a parcouru sur  $[t_1, t_2]$  un cycle géochimique ouvert au cours duquel il a subi une transformation du type :



Nous ne voyons pas alors par quel mécanisme naturel la totalité de  $S_{i,2}^2$  pourrait revenir elle-même vers le sol.

**GENERALISATION** : Extrapolons enfin aux phénomènes proprement géologiques les interprétations que nous venons de rappeler, en imaginant pour cela que nos observations ne seraient pas limitées inférieurement par la surface

de la lithosphère, mais qu'elles puissent s'étendre aux profondeurs de la Terre.

Pour qu'un système quelconque  $S_i$  ait une tendance naturelle à monter vers des couches plus externes de notre planète, il suffit que sa densité moyenne  $D_i$  se trouve être inférieure à celle du milieu dans lequel il prend naissance.

Supposons alors qu'il réussisse effectivement à s'élever, et que, à titre d'exemple, il atteigne la limite supérieure de la lithosphère. Dans ce cas, il peut éclater en sous-ensembles de type  $S_{i,1}$ ,  $S_{i,2}$ ,  $S_{i,3}$ , qui rejoindront respectivement la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. Mais rien n'empêche alors que le plus dense d'entre eux (c'est-à-dire  $S_{i,1}$ ) ressorte de cette subdivision avec une densité  $D_{i,1}$  précisément supérieure à celle du milieu ambiant où il se trouve désormais, c'est-à-dire à la densité moyenne du sial.

Dans ce cas,  $D_{i,1}$  peut donc devenir le moteur d'un mouvement descendant du cycle géochimique et déclencher par conséquent un phénomène de métamorphisme.

C'est notamment ce qui doit se produire pour le sous-ensemble  $S_i$  considéré plus haut (exemple de l'éruption basaltique) et qui nous conduit ainsi à examiner, à la lumière de l'observation du terrain, quel pourrait être le rôle exact du métamorphisme.

On dispose de nombreuses données sur ce dernier, et nous retiendrons plus particulièrement la suivante :

Si nous écrivons une réaction métamorphique quelconque sous la forme symbolique :



Nous constatons que dans de nombreux cas, il existe au moins un constituant  $j$  dont la densité  $D_j$  est inférieure à la densité  $D_i$  du constituant  $i$  le plus léger.\*

\* Cela se produit par exemple dans la quasi totalité des réactions où le constituant  $H_2O$  apparaît dans le second membre.

Comme  $D_i$  fournit alors une limite inférieure pour la valeur de la densité moyenne du milieu ambiant, si nous appelons  $S_M$  le système soumis au métamorphisme, nous voyons que l'effet de ce dernier sera de faire remonter vers des niveaux de moindre densité une partie au moins de  $S_M$ .

Mais nous avons vu plus haut que le système  $S_M$  soumis au métamorphisme n'est peut-être lui-même qu'une partie (propulsée vers des niveaux de densités inférieures à la sienne) d'un système initial  $S$  dont la densité moyenne avait pu expliquer l'ascension.

Il en résulte que le métamorphisme pourrait contribuer (malgré son apparence de "branche descendante" du cycle géochimique) au mouvement ascensionnel de la matière et que, d'une façon générale, si l'on se réfère à un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , la masse totale des matériaux qui "montent" serait donc supérieure à la masse totale des matériaux qui "descendent".

Cela revient à dire que parmi les trois propositions A, B, C, énoncées plus haut (page 15) c'est très vraisemblablement la proposition A qui est la bonne. Nous la retiendrons donc comme un postulat fondamental et comme une base de discussion systématique pour tous les problèmes de la pétrogénèse.

Compte tenu des remarques qui viennent d'être faites, nous pouvons d'ailleurs l'exprimer maintenant sous une forme un peu plus élaborée.

SECOND ENONCE DE LA PROPOSITION GÉNÉRALE A.

Supposons qu'à un instant  $t_1$  de l'histoire géologique de notre planète, nous envisagions, en son sein, une surface E qui soit tout à la fois continue et fermée.

Dans ces conditions, nous conviendrons de désigner sous le nom de système  $S$ , l'ensemble des atomes qui, à l'instant  $t_1$ , se trouvent à l'intérieur de E, et nous conserverons cette définition de  $S$  au delà de  $t_1$ .

Corrélativement, nous considérerons comme n'appartenant pas à  $S$ , tout atome qui à l'instant  $t_1$  se trouve à l'extérieur de  $S$ , et nous conserverons également cette définition au delà de  $t_1$ .

Appelons alors A, B, C, ... les différentes phases minéralogiques constitutives de  $S$  à l'instant  $t_1$ , et  $dA, dB, dC, \dots$  leurs densités respectives.

Appelons d'autre part  $\max |\Delta d|_{t_1}$  le plus grand intervalle de densités présent dans  $S$  à l'instant  $t_1$ , c'est-à-dire la différence qui existe à cet instant entre la valeur de la densité du constituant le plus lourd de  $S$  et la valeur de la densité du constituant le plus léger de  $S$ .

D'une façon tout à fait similaire, s'il se trouve qu'à un instant  $t_2$ , postérieur à  $t_1$ , les atomes constitutifs de  $S$  sont répartis en de nouvelles phases minéralogiques A', B', C', ... de densités respectives  $dA', dB', dC', \dots$  nous appellerons  $\max |\Delta d|_{t_2}$  le plus grand intervalle de densités présent dans  $S$  à cet instant.

Cette nomenclature étant admise, il est possible de traduire le postulat fondamental dont nous nous recommandons à l'aide des deux propositions suivantes :

1 •  $t_2$  étant postérieur à  $t_1$ , l'évolution géologique de notre planète implique l'inégalité

$$\max |\Delta d|_{t_2} > \max |\Delta d|_{t_1}$$

2 • Pour tout système géologique  $S$ , et à la condition de considérer un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  suffisamment long, il existe un instant  $t_i$  appartenant à  $[t_1, t_2]$  tel que la surface E ayant permis de définir  $S$  à l'instant  $t_1$  cesse d'être à la fois fermée et continue.

☆ ☆ ☆

La première de ces deux propositions exprime en termes de densité ce qu'exprimait en termes de masse la proposition A de la page 15.

La seconde exprime en langage de topologie une notion que nous avons déjà rencontrée un peu plus haut, en constatant que le repérage des systèmes géologiques soulevait un problème. Nous verrons plus loin et d'une façon plus concrète (Chapitres II et III) que l'instant  $t_1$  marque une rupture d'élasticité thermodynamique à l'intérieur des systèmes géologiques, c'est-à-dire leur passage d'un état de système réellement fermé à un état de système potentiellement ouvert ou même réellement ouvert.

### C. TROISIEME OBSERVATION

Il ressort des données de la biologie et de la paléontologie que le maintien et la transmission de la vie dans la biosphère suppose un domaine de conditions moyennes qui soit tout à la fois étroit et stable et que, pour alléger l'écriture, nous désignerons symboliquement par la lettre D.

Si donc en un point P de la biosphère, et à un moment donné, les conditions viennent à ne plus appartenir à D, la survie d'un individu habitant P ne peut être assurée que moyennant son déplacement vers un point P' différent de P mais vérifiant D.

Si un tel point P' est introuvable dans un délai convenable, la survie de l'individu considéré devient impossible, et, plus généralement, si sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  de l'histoire de notre planète, le domaine D n'existe plus en aucun point de la biosphère, la vie ne peut plus se perpétuer sur celle-ci quel que soit l'individu ou quelle que soit l'espèce que l'on puisse prendre en considération.

A défaut d'invoquer des phénomènes de régénération spontanée, nous admettons donc que depuis l'apparition de la première trace de vie et jusqu'à notre époque, le domaine D s'est maintenu à la surface de la Terre avec de possibles variations dans l'espace, mais d'une manière nécessairement continue dans le temps.

Au surplus, il est probable que les dimensions de D aient dû aller en diminuant. En effet, s'il est exact, comme la paléontologie semble l'indiquer, que le nombre des espèces soit allé lui-même en augmen-

tant, il convient de remarquer que D se définit (en un lieu donné) comme l'intersection des domaines  $D_1, D_2, \dots, D_n$ , propres à chaque espèce, de sorte que la multiplication de celles-ci a dû entraîner, logiquement, une diminution progressive du domaine D.

Cela paraît tout à fait compatible avec l'idée d'une formation progressive de l'hydrosphère et de l'atmosphère, et par conséquent avec la proposition générale A. Désignons en effet par  $[\Delta M]_{t_1}^{t_2}$  la variation de la masse de l'ensemble hydrosphère-atmosphère sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ . Si  $[\Delta M]_{t_1}^{t_2}$  est positif, cela signifie aussi (et à titre d'exemple) qu'une émission volcanique déterminée, se produisant à l'instant  $t_2$ , en un point P de notre planète, ne pourra modifier la composition moyenne de l'ensemble hydrosphère-atmosphère comme aurait pu le faire à l'instant  $t_1$  une émission volcanique rigoureusement identique.

Il est d'ailleurs remarquable que l'apparition du groupe des poissons paraît avoir assez largement précédé, dans le temps, l'apparition du groupe des oiseaux et on peut se demander finalement si cela ne signifierait pas que l'époque marquant la stabilisation\* des propriétés intensives de l'hydrosphère a précédé, dans le temps, celle qui a marqué la stabilisation des propriétés intensives de l'atmosphère.

Ce problème là, de même que d'une façon générale tous les problèmes relatifs à la migration et à la multiplication des espèces biologiques au cours des temps géologiques relèvent sans aucun doute de la paléontologie, mais ils présentent également le plus grand intérêt pour la pétrogénèse et mériteraient d'être étudiés dans cette optique.

Nous retiendrons d'autre part que si la constance de la composition de l'hydrosphère (au cours des temps) rentre dans l'ensemble des conditions qui définissent le domaine D, cela n'implique absolument pas qu'il y ait, parallèlement, une constance de sa masse totale. En effet, si le nombre global des molécules  $H_2O$  augmente (au cours des temps) dans l'hydrosphère, il suffit pour que la composition moyenne de celle-ci demeure relativement cons-

\* Le mot stabilisation doit être compris ici dans un sens relatif : les conditions ambiantes sont tenues pour stables lorsqu'elles permettent le maintien et la transmission de la vie ; elles sont au contraire tenues pour instables lorsqu'elles apparaissent incompatibles avec la vie.

tante, que le nombre global des atomes de chaque élément entrant dans la composition des solutés augmente lui-même proportionnellement.

L'augmentation progressive de la masse de l'hydrosphère (ainsi que de l'atmosphère et de la croûte sialique) est donc tout à fait compatible avec la proposition générale A.

#### D. QUATRIEME OBSERVATION

Nous avons admis la proposition A sous la forme schématique :

$$\int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^n \Phi_i^I dt > \int_{t_1}^{t_2} \sum_{i=1}^n \Phi_i^{II} dt$$

en convenant, jusqu'ici, que l'intervalle  $[t_1, t_2]$  auquel elle se rapportait était un intervalle de temps de l'époque actuelle.

Mais en réalité, l'époque actuelle correspond plus précisément à l'instant  $t_2$  et nous devons définir maintenant ce que nous entendons exactement par instant  $t_1$ .

Pour aborder ce problème, demandons nous s'il est possible de trouver un instant  $t_1$  tel que sur  $[t_0, t_1]$  et avec  $t_0 < t_1$ , la proposition A aurait pu être fausse.

Ceci nous conduit automatiquement vers l'épineuse question de l'origine de notre planète, et nous nous contenterons d'évoquer à son propos deux hypothèses contradictoires.

Considérons l'instant  $t$  où la Terre n'avait ni croûte sialique, ni hydrosphère, ni atmosphère et envisageons son évolution ultérieure. Les deux hypothèses dont il vient d'être fait mention sont alors les suivantes :

**1ère HYPOTHESE :** Cette triologie (croûte sialique-hydrosphère-atmosphère) a été constituée par une accréation de matière extra-terrestre gagnée par notre planète postérieurement à l'instant  $t$ . La masse totale de la Terre a donc augmenté depuis cet instant.

**2ème HYPOTHESE :** Cette triologie s'est constituée postérieurement à  $t$  par différenciation de la matière intra-terrestre ; dans ce cas, la masse totale de la Terre n'a pas augmenté depuis cet instant.\*<sup>1</sup>

Il est clair que notre préférence est allée vers cette seconde hypothèse, puisque nous avons adopté la proposition générale A.

Par conséquent, lorsque nous avançons que la proposition A est valable sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  où  $t_2$  désigne l'époque actuelle, nous entendons que  $t_1$  désigne lui-même cette époque  $t$  à partir de laquelle notre planète a évolué en système pratiquement fermé et a vu s'individualiser à sa surface une croûte sialique, une hydrosphère et une atmosphère, sans que sa masse totale ait donc sensiblement varié.

#### E. CINQUIEME OBSERVATION ET CONCLUSION

D'une manière qui apparaît souvent plus sous-entendue qu'explicitée, beaucoup de géologues considèrent le cycle géochimique comme devant s'effectuer en système fermé. Cela revient à traiter des problèmes de la pétrogénèse en se recommandant de la proposition générale B ou, pour être plus concret, en admettant que les masses respectives de la croûte sialique, de l'hydrosphère et de l'atmosphère ne varient pas avec le temps.\*<sup>2</sup>

Comme nous le verrons un peu plus loin (Chapitre IV) la plupart des théories qui ont été avancées jusqu'ici pour expliquer la genèse des roches spilitiques sont assez conformes à cette optique puisque, en effet, c'est bien la proposition générale B qui y joue, plus ou moins implicitement, le rôle de postulat fondamental.

Ici même, nous allons donc nous engager sur une voie assez différente puisque l'idée qui sous-tendra constamment notre analyse se confondra dès le départ avec la proposition A.\*<sup>3</sup> Aux raisons que nous avons indiquées plus haut pour justifier cette préférence s'ajoute le fait qu'elle correspond assez bien aux hypothèses les plus couramment admises aujourd'hui dans le domaine de l'astronomie.

\*<sup>1</sup> On pourrait envisager une troisième hypothèse où les deux phénomènes seraient allés de pair. Cependant la conclusion finale serait la même que dans le premier cas en ce sens que la masse totale de la Terre aurait augmenté depuis l'instant  $t$ .

\*<sup>2</sup> Quelques auteurs ont adopté ce point de vue en justifiant leur choix. C'est le cas en particulier de T.F.W. BARTH (1962 et 1967), ou encore de GARRELS et PERRY (1974).

\*<sup>3</sup> Dans l'ENCYCLOPEDIA DELLA CHIMICA, un article de synthèse a été consacré au problème du cycle géochimique sous la plume de BARTHOLOME P (1970). La proposition A que nous adoptons ici rejoint assez étroitement le point de vue de cet auteur, et prolonge ainsi une idée qui avait été introduite initialement par RUBEY W.W. (1951).

C'est donc à la lumière de cette proposition A que nous tenterons d'aborder en premier lieu quelques questions très générales de la pétrogénèse (Chapitres II et III) et que nous nous attacherons ensuite à l'examen particulier du volcanisme spilitique (Chapitre IV).

## Chapitre II

### LA SIGNIFICATION DES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES

1ère PARTIE : SUR LE COMPORTEMENT DES SYSTEMES GÉOLOGIQUES EN  
DEÇÀ DE LEUR SEUIL D'ÉLASTICITÉ THERMODYNAMIQUE\*

A. INTRODUCTION

Nous avons tenté, tout au long du chapitre I, de repérer l'évolution que devait subir sur un intervalle de temps quelconque  $[t_1, t_2]$  de l'époque actuelle, un système géologique également quelconque, que nous avons appelé  $S$  et que nous avons défini, à un instant  $t$  déterminé, comme l'ensemble des atomes situés à l'intérieur d'une surface  $E$  elle-même fermée et continue.

Nous avons alors exprimé cette évolution sous la forme de principes que nous avons mis en relief à la page 23 et dont nous rappelons les énoncés ci-dessous sous une forme résumée.

1 • Sur  $[t_1, t_2]$ , les atomes de  $S$  tendent à se répartir en de nouvelles phases et de telle façon que l'intervalle total de leurs densités tende lui-même à augmenter.

2 • Sur  $[t_1, t_2]$ , la surface  $E$  tend à perdre la signification topologique qu'elle avait à l'instant  $t_1$ .

Rappelons que si ces deux principes résultent des constatations générales relatées au Chapitre I, ils ont cependant un caractère de postulats beaucoup plus que de certitudes. Quoi qu'il en soit, et conformément à ce qui a été convenu dans l'introduction générale du présent ouvrage, c'est à partir d'eux que nous allons conduire maintenant la suite de notre raisonnement. Nous les examinerons dans cet ordre et nous verrons que le critère qui permet de mieux cerner leur signification équivaut lui-même à une limite d'élasticité thermodynamique.

\* Dans ce chapitre (et dans les suivants) interviendra la notion d'entropie que nous désignerons par la lettre  $S$  (en caractères droits) pour la distinguer de la notion de système que nous continuerons de désigner par la lettre  $S$  (en caractères italiques).

Puisque nous admettons comme postulat de base que l'intervalle des densités d'un système géologique moyen  $S$  tend à augmenter avec le temps, nous devons admettre en retour que le fait de remonter le temps (par la pensée) équivaut à envisager pour  $S$  des intervalles de densités qui vont au contraire en diminuant.

On peut alors se demander si la limite de ce processus se confond avec l'idée d'un intervalle de densités infiniment petit, ce qui impliquerait par conséquent (puisque nous sommes convenus ici de remonter le temps) que notre planète aurait pu connaître à l'origine de son évolution, un instant  $t$  où le système géologique moyen  $S$  aurait été constitué d'un ensemble de phases ayant toutes la même densité voire, éventuellement, d'une seule et même phase.

Nous verrons très vite qu'il n'en a probablement rien été et que si la diminution des intervalles de densités de  $S$  a pu passer par une valeur minimale, il s'est agi, en l'occurrence d'une valeur non ponctuelle. Cette affirmation apparaîtra plus clairement avec l'examen du mécanisme que nous allons tenter de reconstituer maintenant et qui permettra de définir, pour les systèmes géologiques, cette notion d'élasticité thermodynamique à laquelle nous venons de faire allusion.

Pour parvenir à ce nouveau concept, nous ajouterons en effet à la liste des postulats fondamentaux dont nous nous sommes recommandés jusqu'ici, l'idée selon laquelle notre planète a été constituée initialement par une accumulation progressive de matière extra-terrestre et dont les météorites actuelles pourraient représenter des témoins attardés et raréfiés.

Dans les ouvrages récents consacrés à l'Astronomie, cette proposition, connue sous le nom de théorie de l'accrétion, apparaît comme le jalon le plus fréquemment tendu vers ceux qui ont pour mission plus particulière l'étude de la Terre. Assez curieusement pourtant, c'est un jalon dont nous ne nous servons guère en géologie, à tel point qu'un observateur non averti pourrait croire que nous avons découvert dans le propre domaine des Sciences de la Terre de solides raisons de le réfuter. La vérité est que cette proposition reste assez éloignée de nos préoccupations quotidiennes, et que de ce fait, nous avons peu l'occasion de l'utiliser et à fortiori de porter sur elle un jugement de valeur.

Il nous faut constater néanmoins qu'elle est fréquemment reprise par les géophysiciens et les géochimistes\* dont les recherches sont venues combler le hiatus qui, autrefois, séparait l'Astronomie et la Géologie. Pour cette raison, nous allons la considérer comme un relai dont il peut être intéressant de se saisir, et nous en ferons notre hypothèse de travail pour tenter d'interpréter, à partir d'elle, quelques phénomènes importants que nous relaterons dans la suite de ce Chapitre.

Nous éviterons cependant d'attacher une trop grande précision à la composition moyenne que la Terre aurait pu acquérir par accréation, et il y a à cela plusieurs raisons. La première est que nous ne savons pas si le matériau ainsi accumulé n'a pas lui-même varié dans sa composition moyenne en fonction du temps, la seconde est que, même dans l'idée d'une invariance, il reste que la composition moyenne des météorites actuelles est elle-même assez difficile à cerner, car les proportions relatives des différents types observés ne sont pas connues avec précision.

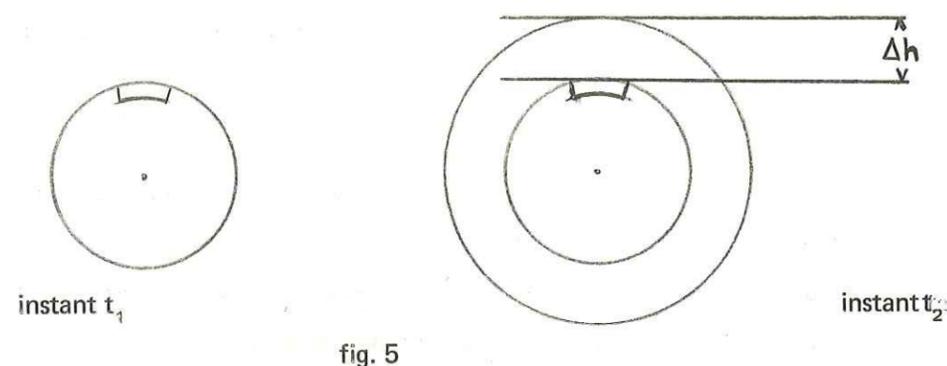
Nous nous contenterons donc, au moins momentanément, de désigner par la lettre R le matériau moyen constitutif de la Terre initiale et, lorsque nous envisagerons plus loin un certain volume V pris en son sein et auquel nous donnerons le nom de système S, nous entendrons que sa composition moyenne sera aussi celle de cette Terre initiale et donc nous la désignerons également par R.

Cependant, et parce que l'ensemble des matériaux parvenus sur notre planète sous la forme de météorites reconnues comme telles constitue un système non monophasé et dans lequel les espèces minérales observées ont en outre des densités différentes de l'une à l'autre, nous pouvons admettre dès à présent que l'intervalle des densités de la Terre n'a pas évolué à partir d'une valeur nulle.

Ces conditions étant posées, considérons maintenant un système S que, dans l'espace et dans le temps, nous repérons de la façon suivante :

\* par exemple MASON B (1966), MIYAKE Y (1965), KRAUSKOPF K.B. (1967)

A l'instant  $t_1$  (fig. 5), S se trouve à la surface de notre planète. Celle-ci est en cours de formation et, conformément à



la théorie de l'accréation, elle a donc acquis antérieurement à  $t_1$  une certaine masse, de même qu'elle acquerra postérieurement à  $t_1$  un complément de masse.

Nous désignons alors par  $P_1$  et  $T_1$  les valeurs respectives de la pression moyenne et de la température moyenne qui règnent dans S à l'instant  $t_1$ .

A un instant  $t_2$ , postérieur à  $t_1$ , S n'apparaît plus à la surface de la Terre, mais se trouve au contraire à une certaine profondeur, puisque recouvert par la couche terrestre nouvellement accumulée.

Nous supposons en outre que sur  $[t_1, t_2]$  la surface E limitant S est demeurée imperméable aux atomes, ou, ce qui revient au même, que S a évolué en système fermé.

Il apparaît ainsi que sur la totalité de  $[t_1, t_2]$ , la composition moyenne de S est donnée par R. En contre-partie (et nous reviendrons sur cette notion plus loin) cela n'implique pas que l'intervalle des densités des phases constitutives de S soit resté identique à lui-même sur  $[t_1, t_2]$ .

Il est clair d'autre part que si  $P_2$  désigne à l'instant  $t_2$  la pression moyenne régnant dans S, on doit avoir :

$$P_2 > P_1$$

et peut être en première approximation la relation :

$$P_2 = P_1 + \int_{h_1}^{h_2} \rho(h) dh = \int \bar{\rho}(h) dh$$

où  $\bar{\rho}(h)$  désignerait la densité moyenne des systèmes surmontant  $S$  à l'instant  $t_2$ , c'est-à-dire répartis sur la tranche d'épaisseur  $\Delta h = h_2 - h_1$  ( $h_2$  et  $h_1$  désignant la valeur du rayon terrestre aux instants respectifs  $t_1$  et  $t_2$ ).

De la même façon, nous poserons à propos des températures la relation :

$$T_2 > T_1$$

Cette inégalité, moins évidente que celle relative aux pressions apparaîtra comme un élément complémentaire de nos postulats fondamentaux. Elle s'inscrit cependant dans le cadre des hypothèses le plus couramment admises aujourd'hui à propos de la formation de notre planète, puisque l'on considère généralement que sa principale source de chaleur interne provient des désintégrations radioactives de sa propre matière. Dans ces conditions, et en remarquant que sur  $[t_1, t_2]$ ,  $S$  a dû recevoir plus de chaleur qu'il n'en a dégagé, on est bien conduit à poser l'inégalité

$$T_2 > T_1$$

Enfin, et ne le perdons pas de vue, nous avons supposé que sur  $[t_1, t_2]$ , l'évolution de  $S$  était celle d'un système fermé, c'est-à-dire susceptible de gagner ou de perdre de l'énergie mais non de la matière.

Ces diverses considérations étant admises, nous pouvons introduire maintenant la notion d'élasticité thermodynamique d'un système, et nous verrons ensuite quel intérêt pratique on peut en retirer dans le domaine de la Géologie.

### B. DÉFINITION DE L'ÉLASTICITÉ THERMODYNAMIQUE D'UN SYSTEME

Nous venons de considérer un système  $S$  qui, sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  où nous l'avons supposé fermé, était soumis tout à la fois à une augmentation de pression ( $P$ ) et de température ( $T$ ).

Cela implique aussi que sur  $[t_1, t_2]$ , ce système a reçu une certaine quantité d'énergie thermique  $\Delta Q$  et une certaine quantité d'énergie mécanique  $\Delta W$ .

Concernant ces énergies, on établit en thermodynamique les deux relations suivantes :

$$\Delta Q < \int_{[t_1, t_2]} T dS$$

(où  $dS$  désigne la variation d'entropie du système)

$$\text{et } \Delta W > \int_{[t_1, t_2]} -P dV$$

(où  $dV$  désigne sa variation de volume)

Dans chacune de ces relations, le cas d'égalité correspond alors aux processus qualifiés de réversibles et le cas d'inégalité aux processus qualifiés d'irréversibles.\*

Ces relations nous rappellent la façon dont un système réagit à une fourniture d'énergie thermique et à une fourniture d'énergie mécanique.

A l'échelle infinitésimale d'un intervalle de temps  $dt$ , elles s'écrivent en effet respectivement :

$$dQ < T dS$$
$$dW > -P dV$$

et elles signifient donc qu'un système recevant de l'énergie thermique ( $dQ$  positif) voit nécessairement son entropie augmenter ( $dS$  positif), de même qu'un système recevant de l'énergie mécanique ( $dW$  positif) voit nécessairement son volume diminuer ( $dV$  négatif). Cette conclusion provient de ce que  $P$  et  $T$  sont eux-mêmes deux termes nécessairement positifs.\*\*

Il en résulte que sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  où un système reçoit tout à la fois de l'énergie thermique et de l'énergie mécanique, son entropie globale  $S$  doit logiquement augmenter de même que son volume global  $V$  doit logiquement diminuer.

On peut alors se demander si ces propositions restent obligatoirement vraies pour toute partie du système, ou, ce qui revient

\* Ainsi que nous le rappellerons plus loin (page 43), le phénomène de réversibilité (ou celui d'irréversibilité) prend toute sa signification lorsqu'il est envisagé relativement à la température.  
\*\* Lorsque  $T$  est mesuré en degrés Kelvin (ce que nous supposons ici) sa valeur n'est jamais négative. Il en est de même de la valeur d'une pression.

au même, si chacun des systèmes élémentaires évolue pour son propre compte dans le même sens que le système global.

Pour examiner cette importante proposition, nous remarquerons tout d'abord que la notion classique de densité définie par la relation :

$$d = \frac{M}{V}$$

permet de rapporter la masse d'un système à son unité de volume et de remplacer ainsi deux paramètres extensifs (masse et volume) par un paramètre artificiellement intensif (la densité).

De la même façon et dans le but de traiter les problèmes relatifs à l'entropie comme nous traitons les problèmes relatifs au volume, nous pourrions utiliser la notion de masse par unité d'entropie ou  $\frac{M}{S}$  qui, elle aussi, remplacerait deux paramètres extensifs par un paramètre intensif.

Nous allons cependant recourir aux paramètres inverses, c'est-à-dire au volume massique  $\frac{V}{M}$  et à l'entropie massique  $\frac{S}{M}$ . En effet, lorsqu'on envisage l'évolution d'un système fermé sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , ce ne sont ni son volume global ni son entropie globale qui se conservent, mais c'est au contraire sa masse. Les deux termes  $\frac{V}{M}$  et  $\frac{S}{M}$  seront ainsi d'une grande commodité d'emploi.

Ils nous serviront dans un premier temps\* à introduire la notion d'élasticité thermodynamique d'un système pour laquelle nous conviendrons de la définition suivante.

Nous dirons qu'un système S est thermodynamiquement élastique sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , si pour tout dt positif appartenant à  $[t_1, t_2]$  et pour tout système élémentaire S' appartenant à S, les relations suivantes sont l'une et l'autre vérifiées :

$$\begin{array}{l}
 1 \bullet \quad \frac{\partial(S/M)}{\partial t} \gtrless 0 \quad \text{si} \quad dQ \gtrless 0 \\
 2 \bullet \quad \frac{\partial(V/M)}{\partial t} \gtrless 0 \quad \text{si} \quad dW \gtrless 0
 \end{array}$$

Cette définition étant posée, nous nous proposons d'apporter maintenant quelques remarques au contexte général dans lequel elle s'inscrit, ce qui nous permettra ultérieurement d'en mieux saisir l'utilité.

\* Dans un second temps, ils nous serviront à étudier la distribution des volumes massiques et des entropies massiques sur la verticale d'un lieu.

### C. LES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES.

#### a) REMARQUE PRÉLIMINAIRE

Imaginons un système qui, sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  serait contraint de demeurer fermé tout en étant soumis à une pression sans cesse croissante et à une température sans cesse croissante.

Conformément à ce que nous venons de voir, ce système conserverait sa masse M (puisque nous le supposons fermé) mais son entropie irait en augmentant indéfiniment alors même que son volume ne cesserait de diminuer.

A la limite, nous arriverions donc à l'idée d'un système dont le volume se réduirait à un point, mais dont la densité et l'entropie (et par conséquent aussi l'énergie interne\*) seraient au contraire infinies. Ce système s'apparenterait ainsi au concept de "trou noir" sur la réalité duquel physiciens et astronomes s'interrogent.

Nous nous bornerons pour notre part à constater que toute partie d'un tel système apparaîtrait alors élastique au sens thermodynamique que nous avons donné à cette notion et que, par conséquent, le système global serait doué de la même propriété.

Bien qu'il soit encore difficile de cerner l'existence éventuelle de tels systèmes, il est intéressant de remarquer que même à l'intérieur du Soleil où les températures sont évaluées à  $15 \cdot 10^6$ ° C et les pressions à  $10^6$  Atm\*\*, le comportement des matériaux ne paraît pas témoigner de leur élasticité thermodynamique.

En effet, si l'on admet que se produisent à l'intérieur du Soleil des réactions thermonucléaires du type :



On constate qu'elles s'accompagnent bien d'une diminution de volume massique  $\frac{V}{M}$  mais non d'une augmentation d'entropie massique  $\frac{S}{M}$ . Il n'y a donc pas élasticité thermodynamique pour le système dans lequel ces réactions interviennent.

\* La définition de l'énergie interne est rappelée plus loin (pages 38 et suivantes).

\*\* Données empruntées à BOISCHOT A. (1966).

On constate qu'elles s'accompagnent bien d'une diminution de volume massique  $\frac{V}{M}$  mais non d'une augmentation d'entropie massique  $\frac{S}{M}$ . Il n'y a donc pas élasticité thermodynamique pour le système dans lequel ces réactions interviennent.

La réaction chimique que nous venons d'envisager implique en effet une modification du noyau atomique des éléments mis en jeu (hydrogène et hélium) et qui se traduit par une diminution de la masse globale du système.

On estime cependant que la fraction de masse ainsi perdue se transforme ici en énergie non thermique, et capable de quitter le système.

On peut donc voir dans un tel processus la preuve que le matériau pris en considération n'a pas évolué en système fermé mai au contraire en système ouvert puisque dans l'énergie qu'il a libérée vers l'extérieur se trouve incorporé ce qu'il a perdu en tant que masse.

Il est probable que dans les systèmes géologiques, c'est-à-dire terrestres, les contraintes de pression et de température sont trop faibles pour modifier ainsi la composition du noyau atomique des éléments chimiques. Cette proposition constitue d'ailleurs le postulat fondamental de la géochronologie puisque celui-ci consiste à invoquer une vitesse constante dans le déroulement d'un processus de radioactivité.\*

Cela revient à dire que les désintégrations radioactives et plus généralement toutes les réactions nucléaires qui s'effectuent sur notre planète seraient indépendantes du système Terre lui-même. Ainsi, elles se distinguent très nettement des réactions chimiques terrestres non nucléaires qui, au contraire, sont dépendantes du système Terre.

D'une façon plus précise, et compte-tenu des enseignements de l'expérience, on considère souvent ces dernières comme tributaires de certains paramètres (pression et température principalement) et relativement indépendantes de certains autres (tension superficielle et champ magnétique par exemple).

\* Nous pensons ici à la constante  $\lambda$  de la relation  $N = N_0 e^{-\lambda t}$  qui est à la base de la géochronologie.

Cette constatation explique l'application qui est habituellement faite de la thermodynamique à la géologie où l'on écrit souvent une variation d'énergie interne sous la forme réduite :

$$dU = dQ + dW$$

et où, par conséquent, on ne tient pas compte des composantes de dU qui semblent généralement sans effet sur les réactions chimiques.

Mais nous verrons aussi que les réactions chimiques (nucléaires et non nucléaires) traduisent pour le système au sein duquel elles interviennent une rupture d'élasticité thermodynamique.

b) LA SIGNIFICATION DES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES AU SENS DE LA THERMODYNAMIQUE CHIMIQUE

Dans un contexte expérimental, considérons (fig. 6) un diagramme (P,T) sur lequel nous envisageons l'évolution d'un système S lui-même défini de la manière suivante :

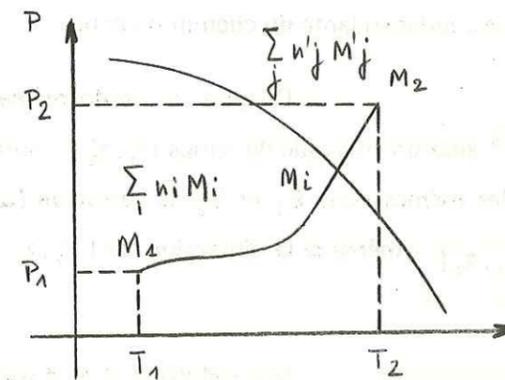


fig. 6

A l'instant  $t_1$ , les coordonnées P et T de S correspondent respectivement aux valeurs  $P_1$  et  $T_1$  qui règnent actuellement à la surface de la Terre (conditions dites standard). En outre, la composition chimique de S est donnée par la formule symbolique :

$$\sum_i n_i M_i$$

qui rend compte de la nature et de la quantité de chacune des phases mises en présence.

A l'instant  $t_2$ , les coordonnées de  $S$  sont  $P_2$  et  $T_2$  et sa composition chimique, supposée globalement identique à celle de l'instant  $t_1$ , correspond cependant à la formule nouvelle :

$$\sum_j n'_j m'_j$$

Nous pouvons donc dire que sur  $[t_1, t_2]$ , le système fermé  $S$  a été le siège de la réaction chimique :



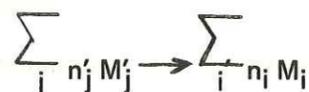
et qu'il est passé de l'état  $E_1$  (coordonnées  $P_1, T_1$ ) à l'état  $E_2$  (coordonnées  $P_2, T_2$ ).

Cette évolution appelle néanmoins quelques remarques importantes.

**REMARQUE 1 :** Sur  $[t_1, t_2]$  le système subit une variation d'énergie interne  $\Delta U$  qui ne dépend que de l'état initial  $E_1$  et de l'état final  $E_2$  et qui, par conséquent, est indépendante du chemin parcouru.

De plus, et conformément aux indications rappelées au chapitre I\*, sur un intervalle de temps  $[t'_1, t'_2]$  autre que  $[t_1, t_2]$  le système évolue entre les mêmes états  $E_1$  et  $E_2$ , la valeur de  $(\Delta U)_{[t'_1, t'_2]}$  reste encore égale à  $(\Delta U)_{[t_1, t_2]}$  même si la dimension de  $[t'_1, t'_2]$  est différente de celle de  $[t_1, t_2]$ .

Corrélativement, si la transformation chimique inverse



se produit dans  $S$  entre les états respectifs  $E_2$  et  $E_1$ , elle correspond à une variation d'énergie interne :

$$(\Delta U)_{E_2}^{E_1} = -(\Delta U)_{E_1}^{E_2}$$

quel que soit l'intervalle de temps sur lequel elle s'effectue.

\* Il s'agit des indications mentionnées aux pages 4 et 5 et selon lesquelles ni le temps ni la position absolue dans l'espace ne doivent être considérés comme des propriétés du système.

A ce propos, et ainsi que nous l'avons déjà signalé, il est habituel de considérer que les variations d'énergie thermique et/ou mécaniques subies par  $S$  sont les causes essentielles des réactions chimiques qui se reproduisent en son sein. C'est pour cette raison que l'évolution de  $S$  est commodément représentée par un diagramme  $(P, T)$  et c'est aussi pourquoi nous écrivons souvent la variation d'énergie interne sous la forme réduite :

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta W$$

où, de surcroît, le terme  $\Delta W$  est assez systématiquement assimilé à la seule quantité  $\int -PdV$ , c'est-à-dire au travail effectué par les forces de pression.

**REMARQUE 2 :** Pour passer de l'état 1 ( $P_1, T_1, \sum_i n_i M_i$ ) à l'état 2 ( $P_2, T_2, \sum_j n'_j M'_j$ ), le système exige un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  dont la durée peut varier soit en fonction de l'itinéraire choisi, soit en fonction de la façon dont un itinéraire déterminé est parcouru. Néanmoins, et quelle que soit sa durée,  $[t_1, t_2]$  se décompose en trois sous-intervalles de temps que nous appellerons  $[t_1, t_i]$ ,  $[\Delta t_i]$ ,  $[t_i, t_2]$  et qui répondent respectivement aux définitions suivantes :

- $[t_1, t_i]$  est le sous-intervalle de temps nécessaire au système pour passer du point  $M_1$  (fig. 5) à un point  $M_i$  de la courbe de transition.
- $[\Delta t_i]$  est le sous intervalle de temps nécessaire au système pour franchir la courbe de transition au point  $M_i$
- $[t_i, t_2]$  est le sous-intervalle de temps nécessaire au système pour passer du point  $M_i$  au point  $M_2$  qui caractérise l'état 2.

Considérons alors deux instants distincts  $t_\alpha$  et  $t_\beta$  appartenant l'un et l'autre à l'un ou l'autre des trois sous-intervalles de temps ci-dessus définis. Si à ces deux instants nous fixons notre attention sur le système  $S$ , nous sommes conduits aux constatations suivantes :

1 • LORSQUE  $t_\alpha$  ET  $t_\beta$  APPARTIENNENT A  $[t_1, t_2]$  :

• La pression de  $S$  sur  $t_\alpha$  est différente de la pression de  $S$  sur  $t_\beta$ , sauf si la variation  $\Delta U$  de l'énergie interne de  $S$  est demeurée nulle sur  $[t_\alpha, t_\beta]$ , ou, si cette variation n'étant pas nulle, elle n'a pas eu d'effet sur  $P$ .

• La température de  $S$  sur  $t_\alpha$  est différente de la température de  $S$  sur  $t_\beta$ , sauf si la variation  $\Delta U$  de l'énergie interne de  $S$  est demeurée nulle, sur  $[t_\alpha, t_\beta]$ , ou, si cette variation n'étant pas nulle, elle n'a pas eu d'effet sur  $T$ .

• La composition de  $S$  sur  $t_\alpha$  est équivalente à la composition de  $S$  sur  $t_\beta$ , chacune d'elle s'écrivant  $\sum_i n_i M_i$ .

2 • LORSQUE  $t_\alpha$  ET  $t_\beta$  APPARTIENNENT A  $[t_1, t_2]$  :

Les propositions énoncées sur  $[t_1, t_2]$  restent vraies, à la condition toutefois de remplacer  $\sum_i n_i M_i$  par  $\sum_j n'_j M'_j$ .

3 • LORSQUE  $t_\alpha$  ET  $t_\beta$  APPARTIENNENT A  $[\Delta t_i]$  :

• La pression de  $S$  sur  $t_\alpha$  est identique à la pression de  $S$  sur  $t_\beta$ .

• La température de  $S$  sur  $t_\alpha$  est identique à la température de  $S$  sur  $t_\beta$ .

• La composition de  $S$  sur  $t_\alpha$  est différente de la composition de  $S$  sur  $t_\beta$  (sauf si la variation  $\Delta U$  de l'énergie interne de  $S$  est demeurée nulle sur  $[t_\alpha, t_\beta]$ ) et chacune d'elle correspond à un rapport déterminé  $\frac{\sum_i}{\sum_j}$ .

REMARQUE 3 : Dans les applications de la thermodynamique à la chimie ou à la géologie, il est fait un grand usage de la fonction enthalpie libre  $G$  dont les caractéristiques essentielles sont les suivantes :

• La fonction  $G$  se définit relativement à un système  $S$  et à un instant  $t$  par la relation :

$$G = H - TS \quad \text{équivalente à} \quad G = U + PV - TS$$

où  $H$ ,  $T$  et  $S$  désignent respectivement l'enthalpie, la température absolue et l'entropie du même système envisagé au même instant.\*

• Les fonctions  $H$ ,  $T$  et  $S$  étant des fonctions d'état du système (ainsi que  $U$ ,  $P$  et  $V$ ), il résulte de la définition ci-dessus que  $G$  possède la même propriété.

• les fonctions  $H$  et  $S$  étant extensives (ainsi que  $U$  et  $V$ ) et  $T$  étant intensive (ainsi que  $P$ ), il résulte de cette même définition que  $G$  est extensive.

• Sur un intervalle de temps  $dt$  où le système est supposé n'échanger avec l'extérieur que de l'énergie thermique ( $dQ$ ) et de l'énergie mécanique due aux seules forces de pression ( $dW = -PdV$ ), sa variation d'énergie interne  $dU$  s'écrit :

$$dU = dQ + dW = dQ - PdV$$

D'après le premier principe de la thermodynamique, lorsque le système passe d'un état 1 à un état 2, la variation  $\int_1^2 dU$  ne dépend que de 1 et 2 quel que soit l'itinéraire suivi pour aller de l'un à l'autre, et quelle que soit la façon de parcourir cet itinéraire.

D'après le second principe de la thermodynamique, lorsque le système passe d'un état 1 à un état 2 de telle façon qu'à aucun instant il ne soit le siège d'un gradient de température (on dit alors qu'il y a réversibilité relativement à la température), la variation  $\int_1^2 dQ$  ne dépend elle aussi que de 1 et 2 quel que soit l'itinéraire emprunté pour aller de 1 à 2.

En revanche, lorsque le système passe de 1 à 2 de telle façon qu'à aucun instant il ne soit le siège d'un gradient de pression (on dit alors qu'il y a réversibilité relativement à la pression) la variation  $\int_1^2 dW$  ne dépend pas seulement de 1 et de 2 mais également de l'itinéraire emprunté.

Il découle de ces deux propositions que la notion de réversibilité n'a de sens que relativement à la température, tandis qu'elle ne présente aucun intérêt particulier lorsqu'elle est envisagée relativement à la pression. Aussi, lorsqu'on dit, sans plus de commentaires, qu'une transformation est réversible, cela s'entend vis-à-vis de ce seul critère de température et donc quelles que puissent être par ailleurs les modalités concernant la pression.

\* L'enthalpie  $H$  se définit elle-même par la relation  $H = U + PV$  où  $U$ ,  $P$  et  $V$  désignent respectivement l'énergie interne, la pression et le volume du système, chacun de ces paramètres étant supposé mesuré à l'instant  $t$  où l'on se propose d'évaluer  $H$ .

On démontre alors que la condition de réversibilité s'écrit aussi :

$$dQ = TdS$$

de sorte que pour une transformation réversible, la variation d'énergie interne enregistrée sur un intervalle de temps  $dt$  s'écrit elle-même :

$$dU = TdS - PdV$$

où  $dU$  et  $TdS$  sont des différentielles totales exactes, et où, par conséquent, ceci devient également vrai de  $-PdV$ .

Au contraire, lorsque  $dQ$  est différent de  $TdS$  (et on démontre alors l'inégalité  $dQ < TdS$ ) elle n'est pas une différentielle totale exacte, et par conséquent, ceci devient également vrai de  $-PdV$ .

Si nous revenons alors à la définition de

$$G = H - TS = U + PV - TS$$

nous obtenons par différenciation :

$$dG = dU + PdV + VdP - TdS - SdT$$

Dans cette relation, et ainsi que nous l'avons rappelé plus haut, le terme  $dU$  est égal à la somme

$$dQ - PdV$$

nous pouvons alors écrire  $dG$  sous la forme simplifiée :

$$dG = dQ + VdP - TdS - SdT$$

qui apparaît ainsi comme l'expression la plus générale de  $dG$  puisqu'elle est vraie tout aussi bien dans les cas de réversibilité que dans les cas d'irréversibilité.

Cependant, si nous remarquons que la condition de réversibilité implique l'égalité :

$$dQ = TdS$$

tandis que la condition d'irréversibilité implique elle-même l'inégalité :

$$dQ < TdS$$

nous voyons que la condition la plus générale équivaut à l'expression ,

$$dQ \leq TdS$$

ou, ce qui revient au même, à l'expression :

$$dG \leq -SdT + VdP$$

Il résulte de cette dernière expression que sur un intervalle de temps  $\Delta t$ , la variation d'enthalpie libre d'un système est donnée par la relation :

$$\Delta G \leq \int_{[\Delta t]} (-SdT + VdP)$$

En particulier, si sur tout  $dt$  de  $\Delta t$  il y a constance de la pression et de la température ( $dP = 0$  et  $dT = 0$ ) nous obtenons pour  $\Delta G$  l'équation simplifiée :

$$\Delta G \leq 0$$

Les chimistes font un grand usage de cette formule et recourent, en l'occurrence, à l'artifice suivant :

Sur un diagramme  $(P, T)$  tel que celui présenté ci-contre (fig. 6), considérons un système susceptible de passer de la compo-

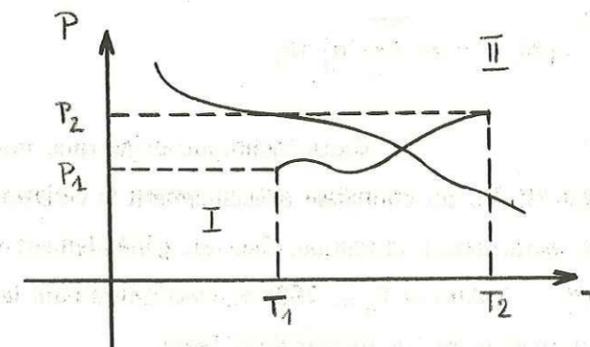


fig. 6 bis

sition  $\sum_i n_i M_i$  (domaine I) à la composition  $\sum_j n'_j M'_j$  (domaine II).

On sait alors que cette transformation n'est possible que si l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel conduit l'expérience est tel que  $t_1$  correspond à un couple  $(P_1, T_1)$  appartenant au domaine I et  $t_2$  à un couple  $(P_2, T_2)$  appartenant au domaine II.

Dans ce cas, le système subit sur  $[t_1, t_2]$  une variation d'enthalpie libre qui est donnée par la relation :

$$(\Delta G)_{[t_1, t_2]} = \int_{[t_1, t_2]} (-SdT + VdP)$$

et nous pouvons ajouter qu'il s'agit là de la valeur réelle de  $\Delta G$

Néanmoins, la manière pratique de tirer partie de la fonction G relève d'une méthode de raisonnement assez différente de celle-ci.

En effet, au lieu de calculer la valeur effective de  $\Delta G$  sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  défini comme nous venons de le faire, on repère un point quelconque  $(P_k, T_k)$  du diagramme  $(P, T)$  et on imagine un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel la pression et la température conserveraient à tout instant  $t$  les valeurs  $P_k$  et  $T_k$  qu'elles avaient à l'instant  $t_1$ .

On calcule alors, d'un point de vue tout à fait théorique, ce que serait la variation  $\Delta G$  du système S si, les conditions  $P_k$  et  $T_k$  étant maintenues constantes sur  $[t_1, t_2]$ , il devenait le siège de la transformation :



Cette technique exige que, pour un point au moins du diagramme  $(P, T)$ , on connaisse préalablement la variation  $\Delta G$  correspondant à la même transformation chimique. Ceci est généralement vrai pour le point de coordonnées  $P_o = 1 \text{ Atm}$  et  $T_o = 298^\circ \text{ K}$ , c'est-à-dire pour les conditions moyennes qui règnent actuellement à la surface de la Terre.

Dès lors, l'évaluation de  $\Delta G$  devient possible à partir de la relation fonctionnelle

$$(\Delta G)_{T_k}^{P_k} = f [(\Delta G)_{T_o}^{P_o}, P, T]$$

qui, par différenciation, conduit à l'expression :

$$d(\Delta G) = \left( \frac{\delta \Delta G}{\delta T} \right)_P dT + \left( \frac{\delta \Delta G}{\delta P} \right)_T dP$$

elle-même équivalente\* à :

$$d(\Delta G) = -(\Delta S)dT + (\Delta V)dP$$

On obtient donc par intégration :

$$(\Delta G)_{T_k}^{P_k} = (\Delta G)_{T_o}^{P_o} + \int_{T_o}^{T_k} -(\Delta S)dT + \int_{P_o}^{P_k} (\Delta V)dP$$

et, moyennant la connaissance de la variation de  $\Delta S$  avec la température et de  $\Delta V$  avec la pression, on voit qu'il est donc possible de calculer  $(\Delta G)_{T_k}^{P_k}$  du moins lorsque la valeur  $(\Delta G)_{T_o}^{P_o}$  est elle-même accessible.

**REMARQUE 4 :** Ainsi que nous l'avons rappelé plus haut, lorsque à l'intérieur d'un certain domaine  $(P, T)$  tel que celui représenté ci-contre (fig. 7), un système S devient le siège d'une transformation chimique

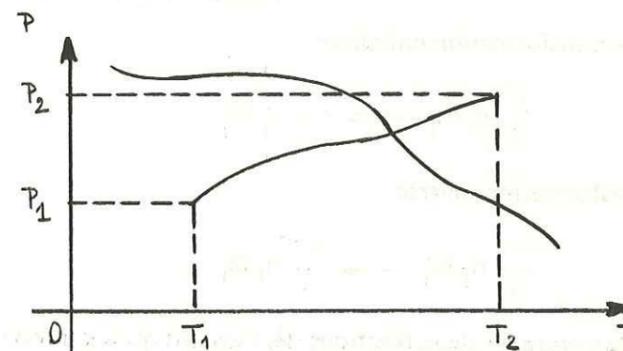


fig. 7

le passage d'un point de coordonnées  $(P_1, T_1)$  à un point de coordonnées  $(P_2, T_2)$  nécessite un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  qui appelle lui-même une observation importante.

En effet, cet intervalle de temps n'a pas nécessairement la même durée selon que les paramètres  $(P, T)$  que nous prenons en considération concernent le milieu intérieur au système ou au contraire le contexte extérieur dans lequel il se trouve placé.

\* Cette équivalence est démontrée dans tous les ouvrages qui donnent les bases de la Thermodynamique. Les géologues la trouveront en particulier dans : KERN R et WEISSBROD A (1964).

Mais il convient de le rappeler : la rapidité des modifications susceptibles d'intervenir dans les conditions (P, T) extérieures au système n'est pas seule responsable de ces retards ; le système lui-même en introduit également, et cela sur chacun des sous-intervalles de temps de type  $\Delta t_i$ , c'est-à-dire chaque fois qu'il devient le siège d'une réaction chimique.

La caractéristique d'un  $\Delta t_i$ , réside en réalité dans le fait que chacun des instants qui le compose correspond ainsi à un gradient de température (c'est-à-dire à une irréversibilité thermique) à l'intérieur du système.

A ce propos, nous avons déjà relevé antérieurement (page 43) que la condition de réversibilité se trouve automatiquement requise relativement à la pression dès l'instant qu'elle se trouve requise relativement à la température. Nous devons nous remettre en mémoire maintenant que l'un des fondements de la thermodynamique chimique consiste à étendre la relation au niveau de la composition.

Ainsi, lorsqu'un système fermé S peut être le siège de la transformation chimique :



ou de la transformation inverse



il y a équilibre entre les deux réactions dès l'instant qu'il y a réversibilité relativement à la température\*.

Inversement, il y a déséquilibre entre les deux réactions (c'est-à-dire prépondérance de l'une sur l'autre) dès l'instant qu'il y a irréversibilité relativement à la température.

Sachant alors que la condition :

$$dQ \leq TdS$$

équivaut à la condition

$$dG \leq -SdT + VdP$$

nous voyons donc qu'il y a réversibilité relativement à la composition dès l'instant

\* C'est-à-dire, rappelons le, dès l'instant que la relation  $dQ = TdS$  est vérifiée.

que

$$dG = -SdT + VdP$$

tandis qu'il y a irréversibilité relativement à la composition dès l'instant que

$$dG < -SdT + VdP$$

Enfin, lorsque nous avons  $dT = 0$  et  $dP = 0$ , ces conditions deviennent respectivement

$$dG = 0 \quad \text{et} \quad dG < 0$$

Nous en terminerons là avec l'interprétation générale que l'on donne des réactions minéralogiques lorsque celles-ci sont envisagées dans l'optique de la thermodynamique chimique, et nous allons examiner maintenant la signification plus spécifique qui peut leur être attribuée lorsqu'elles sont envisagées dans le contexte réel de la géologie.

Nous verrons aussi que cela nous conduira à observer le comportement des systèmes au delà de leur seuil d'élasticité thermodynamique, ce qui explique le titre global que nous donnerons à la seconde partie de ce chapitre.

2ème PARTIE : SUR LE COMPORTEMENT DES SYSTEMES GÉOLOGIQUES AU DELA DE LEUR SEUIL D'ÉLASTICITÉ THERMODYNAMIQUE

Au cours du premier chapitre, nous avons vu que les réactions minéralogiques s'inscrivent dans le contexte très général du cycle géochimique, et que le bilan total de celui-ci correspond nécessairement à l'une ou l'autre des trois propositions fondamentales de la page 15.

Ayant opté pour la proposition A (tout en reconnaissant que ce choix présentait le caractère d'un postulat), nous nous proposons d'examiner maintenant si certaines données géologiques essentielles sont bien compatibles avec elle et, pour commencer, nous fixerons notre attention sur la distribution des densités et sur celle des entropies.

A. LA DISTRIBUTION DES DENSITÉS ET DES ENTROPIES AU SEIN DU SYSTEME TERRE

La distribution des densités au sein du système Terre a fait l'objet d'études depuis déjà longtemps et, dans l'état actuel des connaissances (fig. 8) il est permis d'avancer la conclusion suivante.

Relativement aux modalités de propagation des ondes sismiques, les matériaux constitutifs de notre planète sont répartis en couches distinctes et plus ou moins concentriques.

Cependant, il paraît exister une relative correspondance entre ce découpage, qui est donc fondé sur des critères rhéologiques, et celui auquel on aboutirait en recourant à des critères de densité.

En effet, il semble bien que dans l'ensemble les différentes couches terrestres distinguées sur la fig. 8 aient des densités moyennes d'autant plus fortes qu'elles sont plus voisines du centre de la Terre.

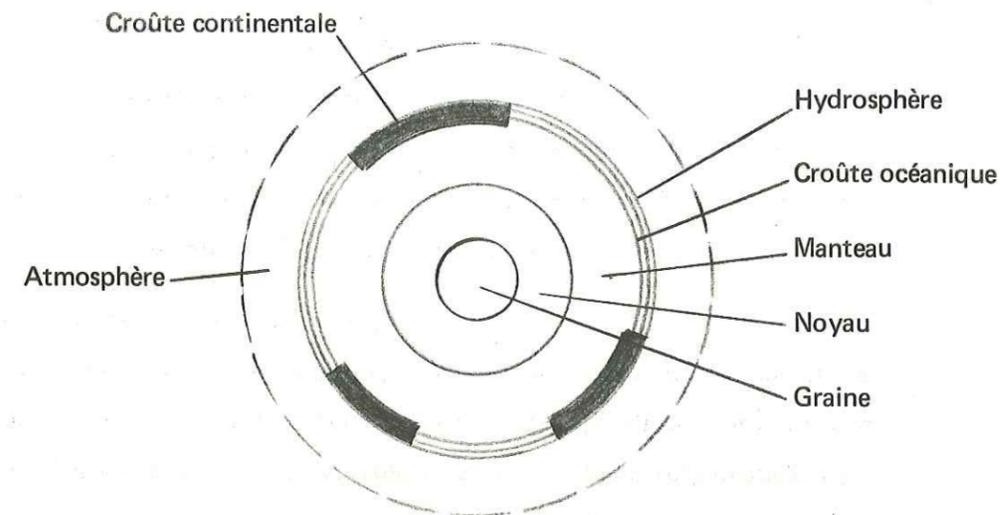


fig. 8

Nous allons voir que relativement aux critères des entropies, la distribution observée est exactement inverse en ce sens que les couches de la fig. 8 apparaissent d'autant plus entropiques qu'elles sont plus éloignées du centre de la Terre.

Pour rendre compte de ce fait, il est cependant nécessaire de transformer les entropies habituelles qui sont des quantités extensives en quantités qui soient directement comparables aux densités, c'est-à-dire en quantités intensives.

Nous avons déjà fait allusion à cette question au début de ce chapitre en suggérant que parallèlement à la notion de densité, c'est-à-dire à la quantité intensive  $\frac{M}{V}$ , on examine également l'évolution de la quantité inverse  $\frac{M}{S}$  plutôt que la quantité extensive  $S$ .

Mais nous avons vu aussi que la masse  $M$  étant dans l'ensemble de ces rapports la seule quantité qui, considérée au sein du système  $S$  et sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  ait la particularité de demeurer constante, il pouvait être plus commode de s'intéresser aux rapports inverses  $\frac{V}{M}$  et  $\frac{S}{M}$ , c'est-à-dire au volume massique et à l'entropie massique.

25 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf.grenoble.fr

Dans ces conditions et si l'on admet que la distribution des densités usuelles  $\frac{M}{V}$  obéit à la loi énoncée plus haut, il est clair que la distribution des volumes massiques  $\frac{V}{M}$  obéit à la loi inverse, et que, par conséquent, les différentes couches repérées sur la fig. 8 ont un volume massique d'autant plus petit qu'elles sont plus rapprochées du centre de la Terre.

Corrélativement, il est clair que nous aurons établi que la distribution des entropies est bien celle proposée plus haut si nous pouvons montrer que les différentes couches de la fig. 8 ont une entropie massique d'autant plus grande qu'elles sont plus éloignées du centre de la Terre.

Nous nous proposons donc de dresser ci-après les premières lignes d'un tableau sur lequel nous ferons apparaître successivement, pour l'atmosphère, pour l'hydrosphère et pour la lithosphère, les données que l'on trouve actuellement dans les tables et qui concernent les entropies\*.

Couche considérée	Constituant	Entropie molaire	Masse molaire	Entropie massique
Atmosphère	N <sub>2</sub> gazeux	45,77	14	3,28
	O <sub>2</sub> gazeux	49,01	16	3,08
	H <sub>2</sub> O gazeux	45,11	18	2,5
	CO <sub>2</sub> gazeux	51,08	44	1,6
Hydrosphère	H <sub>2</sub> O liquide	16,73	18	0,93
Lithosphère	Quartz SiO <sub>2</sub>	10	60	0,17
	Albite NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	50,2	206	0,24
	Orthose KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	52,5	222	0,23
	Clino Enstatite MgSiO <sub>3</sub>	16,22	100	0,16
	Fayalite Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	34,7	176	0,19
	Forsterite Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	22,75	140	0,19

\* Conformément à ce qu'il vient d'être dit, nous transformons en entropies massiques les entropies données par les tables et qui sont des entropies molaires.

Nous voyons aisément, à la lecture de ce tableau, que la proposition envisagée précédemment est effectivement vérifiée sur l'ensemble des couches prises en considération ici puisque les entropies massiques que nous avons rencontrées sont en moyenne d'autant plus élevées qu'elles concernent des domaines plus éloignés du centre de la Terre.

Nous postulons que cette règle demeure vraie au niveau des couches plus profondes et pour lesquelles nous ne disposons pas (comme cela est au contraire le cas pour les volumes massiques) d'indications globales qui nous permettent une évaluation au moins approximative de la distribution des entropies massiques.

Néanmoins, l'extrapolation envisagée ici paraît conforme au mécanisme que nous allons proposer maintenant et dont le but est d'apporter une explication aux distributions des volumes massiques et des entropies massiques, telles que nous les avons relevées.

Ce mécanisme fait appel à la notion que nous avons définie plus haut (page 36) sous le nom d'élasticité thermodynamique des systèmes et à propos de laquelle nous serons conduits, incessamment, à localiser un seuil de rupture. Nous verrons alors que celui-ci est atteint lorsque le système géologique au sein duquel nous l'envisageons devient le siège d'une réaction minéralogique.

## B. LES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES ET LA RUPTURE D'ÉLASTICITÉ THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES GÉOLOGIQUES.

### a) DIGRESSION SOMMAIRE SUR UN PROBLEME DE TOPOLOGIE

Comme nous en sommes convenus plus haut (page 36) un système  $S$  est thermodynamiquement élastique sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  lorsque sur tout  $dt$  appartenant à  $[t_1, t_2]$  et pour toute partie de  $S$  si petite soit elle, les deux propositions suivantes sont l'une et l'autre vérifiées.

$$\begin{aligned}
 1 \bullet & \quad \frac{\partial(S/M)}{\partial t} \geq 0 \quad \text{si} \quad dQ \geq 0 \\
 2 \bullet & \quad \frac{\partial(V/M)}{\partial t} \leq 0 \quad \text{si} \quad dW \geq 0
 \end{aligned}$$

Cette définition implique donc qu'à l'instant  $t_1$ , nous sachions repérer une partie du système si petite soit-elle et que nous sachions ensuite suivre son évolution sur la totalité de  $[t_1, t_2]$ .

En toute rigueur, une telle condition ne peut être satisfaite que si les dimensions du système élémentaire sur lequel nous fondons nos observations se confondent avec celles des molécules qui constituent le système global. En effet, la molécule est elle-même, par définition, le plus petit système élémentaire qui reste représentatif du système global.

Cependant, et ainsi que nous l'avons déjà constaté (page 11) le procédé qui consisterait à assimiler la notion de système élémentaire à celle de molécule réellement observée est dénué de toute signification pratique. Un raisonnement très simple va nous le rappeler et nous montrer, du même coup, la nécessité dans laquelle nous nous trouvons de faire appel à un concept assurément plus abstrait, mais également plus efficace. Celui-ci consiste à diviser un système global non pas en sous-ensembles qui réuniraient des molécules parfaitement déterminées, mais au contraire en sous-ensembles qui sont exclusivement définis par leur masse.

La prise en considération de tels sous-ensembles est une opération tout à fait quotidienne et banale, et pourtant, elle contient en soi un problème de topologie sur lequel nous nous arrêterons un instant car il rejoint certainement l'une des questions les plus fondamentales qui se posent à l'esprit humain.

Imaginons tout d'abord le montage qui est représenté ci-après (fig. 9) et dont les éléments essentiels sont les suivants :

- Un récipient A contient une grande quantité d'eau que nous supposons constituer un système fermé A' (même si éventuellement A n'a pas de couvercle)
- Un récipient B, plus petit que A n'a pas non plus de couvercle. Nous le supposons disposé comme l'indique la fig. 9, c'est-à-dire de telle façon qu'il se trouve entièrement submergé par l'eau de A, mais que son fond reste à une distance appréciable de celui de A. En outre, nous dirons qu'à l'instant initial  $t_1$ ,

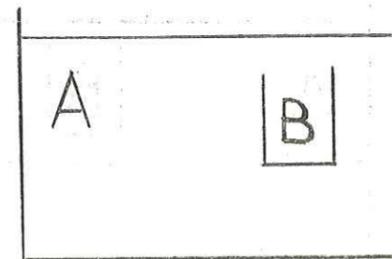


fig. 9

les molécules d'eau bien déterminées qui se trouvent à l'intérieur du récipient ouvert B constituent elles-mêmes un système B' (qui est donc un sous-ensemble de A').

Ces conditions préliminaires étant admises, nous allons nous livrer à trois expériences parallèles et nous essaierons d'en retenir quelques enseignements.

1<sup>ère</sup> EXPERIENCE : Nous supposons qu'à l'intérieur de B et à l'instant initial  $t_1$ , nous soyons capable de repérer une molécule d'eau bien déterminée que nous appelons M. (M apparaissant ainsi comme un élément du sous-ensemble B').

Nous refroidissons alors l'ensemble du dispositif de telle façon qu'à l'instant  $t_2$ , l'eau se trouve entièrement à l'état de glace.

Nous en concluons donc que sur  $[t_1, t_2]$ , la molécule M est passée de l'état liquide à l'état solide, et il apparaît, par conséquent, que nous avons été en mesure de suivre son évolution physico-chimique, même si nous ne savons pas exactement localiser cette molécule M à l'instant  $t_2$ .

2<sup>ème</sup> EXPERIENCE : Nous partons de la même molécule initiale M à l'instant  $t_1$ . Ensuite, nous refroidissons l'ensemble du dispositif d'une manière thermodynamiquement irréversible et telle qu'à un instant  $t_2$ , toute l'eau qui se trouve au dessus de l'horizontale H (fig. 10) soit à l'état de glace (ce qui est vrai en particulier de toutes les molécules H<sub>2</sub>O contenues dans B) alors que l'eau liquide subsiste au dessous de H.

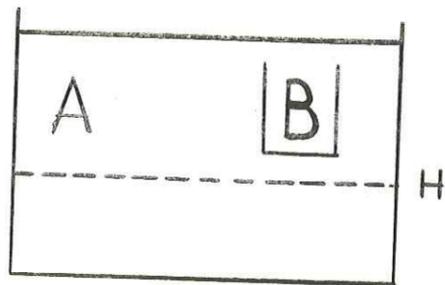


fig. 10

En première approximation, et compte-tenu de ce que la molécule M se trouvait dans B à l'instant  $t_1$ , nous pourrions être tentés de croire qu'elle a de fortes chances de s'y trouver encore à l'instant  $t_2$ , de sorte que, sur  $[t_1, t_2]$  et de la même façon que pour l'expérience précédente, nous dirions alors que M serait passée de l'état liquide à l'état solide.

Cependant, cette conclusion n'a plus aucun caractère de certitude, car nous ignorons les déplacements particuliers de la molécule M sur  $[t_1, t_2]$  au point que rien ne nous permet d'affirmer qu'à l'instant  $t_2$ , elle se trouve encore dans le récipient B.

En d'autres termes, si nous appelons B'' l'ensemble des molécules bien déterminées qui, à l'instant  $t_2$ , se trouvent dans B, rien ne nous autorise à écrire l'identité

$$B' \equiv B''.$$

Cette constatation restant vraie quelle que soit la petitesse de  $[t_1, t_2]$ , nous voyons que la définition de B' telle que nous l'avons envisagée ici ne présente aucun intérêt pratique, puisque sa validité est déjà contestable au terme du plus petit intervalle de temps.

Si donc il était dans notre intention initiale de faire en sorte que le contenu de B puisse être représentatif du contenu de A (c'est-à-dire de A') sur  $[t_1, t_2]$ , il est clair que nous devons donner de B' une définition qui ne vaille pas que pour l'instant  $t_1$ , mais qui, au contraire, reste utilisable sur la totalité de  $[t_1, t_2]$ .

3ème EXPERIENCE : Imaginons que pour éviter l'écueil auquel nous venons de faire allusion, nous décidions, antérieurement à  $t_1$ , de placer les récipients A et B non plus comme ils l'étaient jusqu'ici, mais

selon la disposition nouvelle schématisée ci-contre (fig. 11).

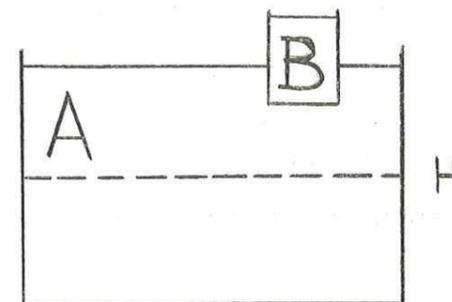


fig. 11

Nous appelons encore B' l'ensemble des molécules H<sub>2</sub>O bien déterminées qui se trouvent dans B à l'instant  $t_1$ .

Cette définition étant admise, nous procédons ensuite comme dans l'expérience précédente, c'est-à-dire que nous refroidissons l'ensemble du dispositif d'une manière irréversible, et telle qu'à un instant  $t_2$ , l'eau est entièrement solide au dessus de l'horizontale H alors que du liquide subsiste encore au dessous.

Dans ce cas, et si nous appelons B'' l'ensemble des molécules H<sub>2</sub>O bien déterminées qui se trouvent dans B à l'instant  $t_2$ , nous pouvons affirmer l'identité :

$$B' \equiv B''$$

qui d'ailleurs ne dépend pas de la diminution de  $[t_1, t_2]$  et qui démontre donc que la définition de B' reste utilisable cette fois-ci sur la totalité de  $[t_1, t_2]$ .

Est-ce à dire que B' devient un sous-ensemble qui puisse être considéré comme représentatif de A' sur  $[t_1, t_2]$ .

La réponse à cette question est négative, car B' apparaît ici comme un système fermé à l'intérieur même du système fermé A', de sorte qu'au sens de la thermodynamique, la fermeture de B' est indépendante de celle de A'.

Il nous faut donc conclure de ces trois expériences que la définition du système élémentaire B' ou, ce qui revient au même, son identité, ne saurait être envisagée comme la somme des identités individuelles de chacune des molécules (et donc de chacun des atomes) qui le constituent.

Cette remarque a des répercussions importantes et qui de surcroît sont universelles en ce sens qu'elles concernent absolument

tous les systèmes que nous pouvons prendre en considération. Bien sûr, nous nous intéresserons plus particulièrement ici à l'aspect qu'elles revêtiront dans le domaine de la géologie, mais auparavant, et pour mieux saisir les abstractions vers lesquelles elles sont susceptibles de nous conduire, nous allons invoquer brièvement un problème topologique qui généralement ne laisse personne indifférent, car il se confond avec l'un des mystères les plus fondamentaux auxquels chacun d'entre nous se trouve confronté.

Nous savons en effet, et nous le devons aux biologistes, que la cellule vivante renouvelle sans cesse ses atomes. Aussi, lorsque dans le courant de notre vie, il nous arrive d'éprouver beaucoup de joie à l'idée de retrouver un ami que nous n'avons pas revu depuis longtemps, il y a en réalité une probabilité extrêmement forte pour que précisément ce ne soit pas lui.

Certes, la façon la plus pratique (et d'ailleurs inconsciente) dont nous reconnaissons un ami fait appel à ce que nous appelons sa personnalité et il est rare que nous ayons à nous interroger sur l'efficacité d'un tel système.

Cela provient en fait de ce que le remplacement des atomes d'un individu s'effectue généralement avec une relative pseudomorphose. Mais il est des cas cependant où les modifications apportées sont tellement grandes que de part et d'autre d'un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  lui-même assez conséquent, un individu puisse ne pas être directement reconnaissable. A la limite, nous ne pourrions lever l'indétermination qui pèse sur son identité qu'en recourant à l'un ou l'autre des deux moyens suivants :

1 ● Si l'identité de cet individu a donné lieu à l'établissement d'une fiche signalitique (à titre d'exemple sa carte d'identité), celle-ci pourra éventuellement apporter la solution du problème. Mais elle apparaîtra alors comme un élément manifestement extérieur au système que nous considérons.

2 ● Si l'identité de cet individu n'est consignée dans aucun élément qui lui soit extérieur, alors, elle ne peut être déterminée qu'au terme de l'évocation d'un souvenir, c'est-à-dire à travers un critère de pensée. Bien entendu, le souvenir choisi doit être lui-même déterminant, et si, pour des raisons d'amnésie, il ne peut se révéler efficace, alors il convient de choisir un autre souvenir détermi-

nant et cela jusqu'à ce qu'il devienne possible d'en trouver un qui ne soit pas rendu inefficace par amnésie.

Au delà de ces quelques considérations, la porte que nous ouvrons débouche déjà sur un problème véritablement métaphysique et dont nous nous bornerons ici à esquisser très brièvement l'énoncé.

D'après ce que nous venons de voir, la pensée d'un individu peut, en dernier ressort, contenir l'ultime définition de sa personnalité. Parallèlement, rien ne paraît s'opposer à ce que sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  un être humain puisse apparaître comme un système thermodynamique entièrement ouvert, c'est-à-dire tel qu'aucun des atomes déterminés qui se trouvaient en lui avant l'instant  $t_1$  ne s'y retrouve encore après l'instant  $t_2$ .

Ainsi, il nous faut admettre que la pensée d'un individu pourrait être relativement indépendante du support qui constitue sa matière et, par extrapolation, nous en arrivons à nous demander si elle s'exercerait encore au delà de sa mort physiologique.

A défaut de connaître la réponse à cette question nous nous contenterons d'appeler celle-ci Q et celle-là R. Puis nous imaginerons deux individus A et B tels qu'à un instant  $t$  déterminé, A serait physiologiquement vivant et B physiologiquement mort. Ces deux propositions étant admises, nous ne pouvons guère exprimer autre chose que les deux propositions suivantes :

1 ● Si à l'instant  $t$  l'un des deux individus A et B est certain de connaître R, cet individu ne peut être que B.

2 ● Si à l'instant  $t$  le processus de pensée continue de fonctionner dans B, alors R est nécessairement positive, même si A ne dispose pas des moyens lui permettant de capter ce message et de le reconnaître comme tel.

Nous en terminerons là avec l'examen des systèmes humains dont nous avons vu que l'identification individuelle s'exprime probablement en termes de pensée et nous allons revenir à la géologie où l'individualité des systèmes n'a aucune signification à l'échelle d'un échantillon isolé mais simplement à l'échelle du groupe que cet échantillon représente.

Cela provient de ce que la signification d'un individu ne peut plus être exprimée ici sous la forme d'une énergie de pensée, et que nous en sommes alors réduits à l'exprimer sous la forme d'une énergie classique.

Nous verrons même que l'approximation dont nous nous contenterons consistera à l'exprimer sous forme de masse.

### b) LA SIGNIFICATION DES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES AU SENS DE LA GÉOLOGIE

Ayant admis initialement (page 31) que la Terre doit probablement sa formation à un phénomène d'accrétion, nous avons essayé de suivre son évolution à travers celle d'un système géologique théorique que nous avons appelé  $S$  et que nous avons considéré comme représentatif de la planète entière.

Notre objectif actuel étant de rendre compte de l'évolution de  $S$  d'une façon plus élaborée, rappelons tout d'abord son contexte exact, et complétons à cet effet (fig. 12) le schéma que nous avons déjà esquissé plus haut (fig. 5).

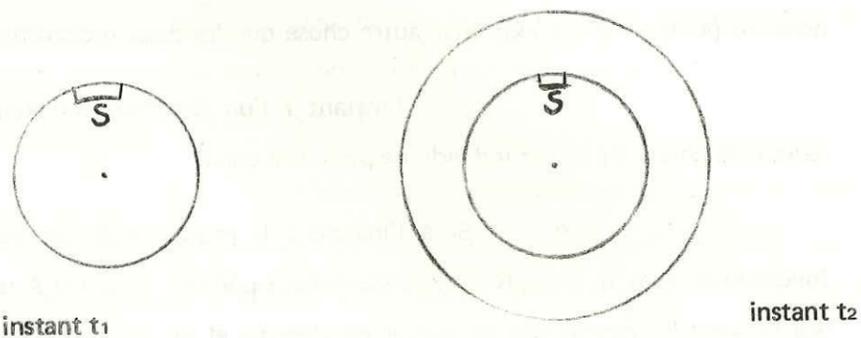


fig. 12

Sur l'intervalle de temps  $[t_0, t_n]$  où la Terre a gagné par accrétion la totalité de sa masse, nous repérons un sous intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  et nous admettons pour  $S$  la définition suivante :

A l'instant  $t_1$ , et à la surface de la Terre,  $S$  est un ensemble d'atomes que nous supposons jointifs et qui constituent donc un volume déterminé de roche en même temps qu'une masse déterminée. En outre, et conformément au principe dont nous étions convenus antérieurement (page 32) nous admettons que la composition de  $S$  est identique à celle de la Terre tout entière, et nous la désignerons par  $R$ .

Sur  $[t_1, t_2]$ , où nous supposons que  $S$  évolue en système fermé, la Terre continue à gagner de la matière, et la surface qui la limite extérieurement s'éloigne de  $S$ .

A l'instant  $t_2$ , et compte-tenu de ce que nous avons vu précédemment, ni l'entropie  $S$  ni le volume  $V$  de  $S$  ne sont ce qu'ils étaient à l'instant  $t_1$ . Il en va nécessairement de même du nombre  $N$  de ses atomes et cela en raison des transformations radioactives dont il est le siège.

De ces considérations, il résulte que sur  $[t_1, t_2]$ , la définition la plus stable de  $S$  reste celle de sa masse  $M$ . Et pourtant, elle même n'a pas le caractère d'une définition tout à fait rigoureuse, puisque les désintégrations radio-actives ne sont pas seulement génératrices d'une modification du nombre  $N$ , mais également de la valeur de  $M^*$ .

Sur  $[t_1, t_2]$ , cette conservation de la valeur de  $M$  constitue la caractéristique d'un système fermé. Mais, précisément, nous verrons que  $S$ , tel que nous venons de le définir ne reste pas toujours fermé et peut parfois devenir ouvert. Cependant, la distribution de ses périodes d'ouverture et de ses périodes de fermeture paraît satisfaire aux principes suivants :

1 ● Sachant qu'il peut exister des systèmes ouverts, des systèmes fermés et des systèmes isolés, nous admettons que sur un intervalle de temps infinitésimal  $dt$ , un système  $S$  déterminé satisfait nécessairement à l'une de ces trois conditions et à une seule.

2 ● En raison des phénomènes de radio-activité que nous avons considérés plus haut (page 38), et que nous savons permanents ainsi qu'indépendants du système Terre, nous admettons que  $S$  ne peut jamais être isolé, ce qui élimine l'une des trois conditions envisagées ci-dessus.

\* La modification de la valeur de  $M$  s'effectuant dans des proportions moindres que celle du nombre  $N$ , il apparaît que la définition d'un système fermé est plus stable lorsqu'elle est exprimée en termes de masse que lorsqu'elle est exprimée en nombre d'atomes.

3 ● Si sur un intervalle de temps  $[t_1, t_3]$ ,  $S$  passe par des périodes d'ouverture et par des périodes de fermeture, l'ensemble des périodes d'ouverture constitue un intervalle de temps continu, et l'ensemble des périodes de fermeture également. Toutefois, l'intervalle de temps de fermeture précède nécessairement l'intervalle de temps d'ouverture, de sorte qu'il existe obligatoirement sur  $[t_1, t_3]$ , un instant  $t_2$  qui marque le passage de l'un à l'autre.

4 ● Nous admettons que cet instant  $t_2$  coïncide avec celui que jusqu'ici nous avons précisément désigné ainsi et, par conséquent, postérieurement à l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel nous allons suivre maintenant l'évolution de  $S$ , nous admettons que ce dernier devient ouvert.

★ ★ ★

Ces diverses considérations ayant permis de mieux situer le contexte d'espace et de temps du système  $S$ , il nous faut examiner à présent la façon dont il peut réagir aux contraintes qui lui sont appliquées.

Nous avons vu antérieurement (page 34) que sur  $[t_1, t_2]$ ,  $S$  reçoit une quantité d'énergie thermique  $\Delta Q$  et une quantité d'énergie mécanique  $\Delta W$ .

Il en résulte une augmentation  $\Delta U$  de son énergie interne et nous l'écrivons :

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta W$$

ou encore :

$$\Delta U = \int_{[t_1, t_2]} T dS - \int_{[t_1, t_2]} P dV$$

Ces deux équations impliquent aussi les deux inégalités que nous avons déjà mentionnées (pages 33 et 34) c'est-à-dire :

$$\begin{aligned} T_2 &> T_1 \\ P_2 &> P_1 \end{aligned}$$

Rappelons aussi qu'en raison de la forme quasi sphérique de la Terre actuelle ainsi que des principales couches dont elle est constituée, on estime souvent (et même si la façon dont on le fait est implicite) que le phénomène d'accrétion a dû obéir lui-même aux conditions énoncées ci-après :

1 ● L'accrétion a débuté à un instant  $t_0$  et en un point unique  $C$ .

2 ● A partir de  $t_0$  et sur la totalité de l'intervalle de temps  $[t_0, t_n]$  au cours duquel la Terre a gagné progressivement sa masse, le point  $C$  est resté un centre de symétrie pour le phénomène d'accrétion, et par conséquent il n'a cessé d'être le centre de la Terre.

3 ● Si sur une demi-droite issue de  $C$  le phénomène d'accrétion a présenté des hétérogénéités en fonction du temps, il a présenté les mêmes hétérogénéités sur toute autre droite issue de  $C$ , c'est-à-dire sur toute verticale terrestre.

Il découle de ces principes qu'à tout instant  $t$  de  $[t_0, t_n]$ , on peut admettre que  $C$  a été le point de pression maximale et de température maximale parmi tous les points appartenant au système Terre.

Nous verrons un peu plus loin que cette symétrie sphérique est cependant entachée de fortes exceptions, puisque nous observons aujourd'hui à la surface de la Terre non pas une enveloppe continue et homogène, mais au contraire une opposition entre milieux très différents, et notamment entre océans et continents.

Nous essaierons donc, chemin faisant, de localiser dans l'espace et dans le temps les causes de cette opposition, mais auparavant, nous allons revenir à l'évolution que l'on peut envisager pour le système  $S$  tel que nous l'avons repréré plus haut (fig. 5) et dans l'optique d'une parfaite symétrie des phénomènes d'accrétion autour de  $C$ .

Sur  $[t_1, t_2]$ , le système  $S$  est donc soumis à une augmentation de pression et une augmentation de température ce qui, nous l'avons vu, entraîne pour lui une diminution de volume et une augmentation d'entropie.

Comme nous pouvons le concevoir, ces deux phénomènes ont un caractère contradictoire et effectivement, nous allons voir qu'ils ne sont compatibles qu'à l'intérieur de certaines limites. Au regard de

la définition que nous avons adoptée, le dépassement de ces limites coïncide avec la rupture d'élasticité thermodynamique de  $S$ .

Pour mieux situer cette transition, revenons au critère de composition et donc à l'idée qu'à l'instant  $t_1$  où nous le prenons en considération, le système  $S$  de masse  $M$  puisse être défini chimiquement par le symbole :

$$\sum_i n_i M_i$$

ou ce qui revient au même :

$$n_1 A_1 + n_2 A_2 + \dots + n_i A_i$$

Tant qu'aucune réaction minéralogique n'intervient dans  $S$ , chacun des constituants  $A_i$  réagit aux augmentations de pression et de température par une diminution de son volume et une augmentation de son entropie, et donc par une diminution de son volume massique et une augmentation de son entropie massique\*. Il n'existe alors dans  $S$  aucun système élémentaire qui ne satisfasse aux conditions de l'élasticité thermodynamique.

Mais imaginons que sur un sous-intervalle de temps  $[\Delta t]$  de  $[t_1, t_2]$ , il se produise dans  $S$  une réaction chimique que nous écrivons symboliquement :



ou encore :



Compte-tenu des remarques d'ordre topologique faites précédemment (page 53) nous savons que la définition d'un système (qu'il soit global ou élémentaire) ne peut s'exprimer en dernier ressort qu'en termes de masse.

Il en résulte que sur  $[\Delta t]$ , les conditions d'élasticité thermodynamique de  $S$  ne seront vérifiées que si les deux propositions suivantes le sont aussi :

\* l'équivalence entre les propositions provient de ce que la masse d'un constituant ne peut être que positive.

1 • Le constituant  $A_j$  de plus grand volume massique doit avoir un volume massique plus petit que le constituant  $A_i$  de plus petit volume massique.

2 • Le constituant  $A_j$  de plus petite entropie massique doit avoir une entropie massique plus grande que le constituant  $A_i$  de plus grande entropie massique.

Postérieurement à  $[\Delta t]$ , et tant qu'aucune réaction minéralogique n'intervient dans  $S$ , il est clair que les conditions de son élasticité thermodynamique se retrouvent satisfaites, comme elles l'étaient antérieurement, encore que cette garantie soit assurée désormais par les constituants  $A'_j$  et non plus par les constituants  $A_i$ .

En fin de comptes, il apparaît donc que l'élasticité thermodynamique de  $S$  est toujours vérifiée en dehors des intervalles de temps  $[\Delta t]$ , de sorte que si cela reste vrai à l'intérieur des  $[\Delta t]$ , il y aura élasticité thermodynamique de  $S$  sur la totalité de  $[t_1, t_2]$ .

Mais précisément, nous allons voir qu'il n'en va probablement pas ainsi, et que les réactions minéralogiques (qui constituent la caractéristique des  $[\Delta t]$ ) marquent la rupture d'élasticité thermodynamique des systèmes géologiques au sein desquels elles se produisent.

Pour mieux juger de cette proposition, nous allons l'examiner à travers quelques exemples dont le premier concernera la transformation graphite  $\longrightarrow$  diamant. Nous utiliserons cette réaction minéralogique non seulement pour rendre compte de la rupture d'élasticité thermodynamique du système au sein duquel elle se produit, mais également pour rappeler un principe très général que nous tenons souvent pour évident alors qu'il constitue probablement un postulat. Nous nous attacherons donc à le présenter comme tel, et, compte tenu de son importance, nous l'ajouterons à la liste des postulats fondamentaux dont nous nous sommes recommandés jusqu'ici.

#### LA TRANSFORMATION GRAPHITE $\longrightarrow$ DIAMANT\*.

Dans les conditions standard ( $P_0, T_0$ ) qui règnent à la surface de la Terre, la densité du diamant (3,51) est supérieure à celle du graphite (2,25). Il est alors significatif que nous utilisons cette propriété pour

\* Pour l'essentiel, les données que nous reprenons ici, et la manière de conduire l'étude de la transformation graphite  $\longrightarrow$  diamant, sont empruntées à HOCART R et KERN R (1957) ainsi qu'à KERN R ET WEISS-BROD A (1964).

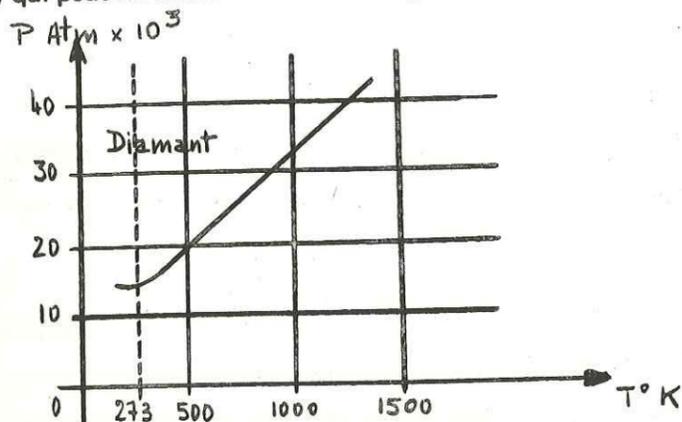
dire qu'au sein de l'écorce terrestre, la réaction



constitue un exemple de transformation polymorphique s'effectuant avec augmentation de densité.

En réalité, cette transformation intervient lorsque les conditions de pression et de température cessent d'être  $(P_0, T_0)$  pour devenir un couple  $(P, T)$  qui peut lui-même être variable (fig. 13).

fig. 13



Il n'est donc pas évident a priori que si la différence  $\Delta d$  des densités respectives du diamant et du graphite ( $d_{\text{diamant}} - d_{\text{graphite}}$ ) est positive dans les conditions  $(P_0, T_0)$  elle le reste obligatoirement dans les conditions  $(P, T)$  où la transformation minéralogique s'effectue réellement.

Cependant, il est possible de calculer pour chacune des variétés graphite et diamant le volume correspondant aux conditions  $(P, T)$  connaissant la valeur qui lui correspond dans les conditions  $(P_0, T_0)$ .

D'un point de vue tout d'abord théorique, pour un constituant A quelconque et en remarquant que le volume est une fonction d'état, nous pouvons écrire en effet :

$$dV = \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P dT + \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T dP$$

relation qui, par intégration de  $(P_0, T_0)$  à  $(P, T)$  conduit à :

$$V_T^P = V_{T_0}^{P_0} + \int_{T_0}^T \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_{P_0} dT + \int_{P_0}^P \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T dP$$

Sachant d'autre part que les coefficients  $\alpha$

et  $\beta$  (dont l'intérêt réside dans leur quasi invariance avec P et T) sont définis par les relations :

$$\alpha = + \frac{1}{V_{T_0}} \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P dT$$

$$\beta = - \frac{1}{V_{P_0}} \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T dP$$

nous obtenons pour l'équation précédente :

$$V_T^P = V_{T_0}^{P_0} + V_{T_0}^{P_0} \alpha (T - T_0) - \int V_{T_0}^{P_0} (P - P_0)$$

avec :

$$V_{T_0}^{P_0} = V_{T_0}^{P_0} + V_{T_0}^{P_0} \alpha (T - T_0)$$

de sorte qu'il vient finalement :

$$V_T^P = V_{T_0}^{P_0} + V_{T_0}^{P_0} \alpha (T - T_0) - \int [V_{T_0}^{P_0} + V_{T_0}^{P_0} \alpha (T - T_0)] (P - P_0)$$

on simplifie habituellement cette relation en posant :

- $T - T_0 = t$  (où  $T_0 = 298^\circ \text{ K}$  si les conditions initiales sont les conditions standard)
- $P - P_0 = P$  (approximation qui se justifie lorsque  $P_0 = 1 \text{ Atm}$ , c'est-à-dire lorsque les conditions initiales sont les conditions standard)

et on obtient alors après déduction :

$$V_T^P = V_{T_0}^{P_0} (1 + \alpha t - \beta P - \alpha \beta t P)$$

En utilisant cette formule, on voit que pour un constituant déterminé dont on connaît initialement  $V_{T_0}^{P_0}$ ,  $\alpha$  et  $\beta$  (valeurs que l'on peut trouver dans les tables-standard), il est possible de calculer ce que deviendrait le volume (c'est-à-dire  $V_T^P$ ) si les conditions de pression et de température n'étaient plus  $(P_0, T_0)$  mais  $(P, T)$ .

C'est en procédant de cette manière que l'on constate pour la différence des volumes du diamant et du graphite :

$$\Delta V = V_{\text{diamant}} - V_{\text{graphite}}$$

une valeur qui est toujours négative, quel que soit le couple (P, T) pris sur la fig. 13.

Il en résulte que la différence des densités :

$$\Delta d = d_{\text{diamant}} - d_{\text{graphite}}$$

est elle-même toujours positive, puisque nous avons en effet :

$$d = \frac{M}{V} \text{ où } M = \text{masse moléculaire du carbone} = 12$$

et par suite,

$$\Delta d = \frac{M}{V_D} - \frac{M}{V_G} \text{ avec } \frac{M}{V_D} > \frac{M}{V_G} \text{ quel que soit } (P, T)$$

Si maintenant nous laissons les volumes de côté pour nous intéresser aux entropies, nous écrivons de la même façon la relation théorique :

$$dS = \left(\frac{\partial S}{\partial T}\right)_P dT + \left(\frac{\partial S}{\partial P}\right)_T dP$$

qui, par intégration de (P<sub>0</sub>, T<sub>0</sub>) à (P, T) conduit à :

$$S_T^P = S_{T_0}^{P_0} + \int_{T_0}^T \left(\frac{\partial S}{\partial T}\right)_P dT + \int_{P_0}^P \left(\frac{\partial S}{\partial P}\right)_T dP$$

ici, les correspondances avec des coefficients aisément mesurables sont données par les égalités

$$\left(\frac{\partial S}{\partial T}\right)_P = \frac{C_p}{T}$$

$$\text{et } \left(\frac{\partial S}{\partial P}\right)_T = -\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P = -V\alpha$$

et nous obtenons par conséquent :

$$S_T^P = S_{T_0}^{P_0} + \int_{T_0}^T \left(\frac{C_p}{T}\right)_{P_0} dT + \int_{P_0}^P (-V\alpha)_T dP$$

Dans cette relation,\* chacun des termes C<sub>p</sub> et V est variable sur l'intervalle d'intégration et, d'un point de vue pratique, les calculs sont alors conduits de la façon suivante :

Tout d'abord, l'intégration sur (T<sub>0</sub>, T) est obtenue par un procédé graphique (méthode de Simpson ou méthode des trapèzes par exemple) ou, le cas échéant, à partir d'une expression algébrique approximative donnée à C<sub>p</sub> (par exemple, et avec des coefficients C<sub>0</sub>, a et b spécifiques du constituant considéré, l'expression C<sub>p</sub> = C<sub>0</sub> + aT + bT<sup>2</sup>) et que l'on intègre directement.

Pour l'intégration sur (P<sub>0</sub>, P), la technique utilisée est identique à celle que nous avons vue précédemment. En effet, α peut être sorti du signe d'intégration,\*\* et V<sub>T</sub> s'obtient par l'expression :

$$V_T = V_{T_0} + \alpha V_{T_0} T$$

Il en résulte que l'équation finale s'écrit :

$$S_T^P = S_{T_0}^{P_0} + \int_{T_0}^T \left(\frac{C_p}{T}\right)_{P_0} dT + \alpha (V_{T_0}^{P_0} + V_{T_0}^{P_0} T) (P - P_0)$$

expression dans laquelle tous les coefficients sont susceptibles d'être trouvés dans les tables-standard et qui permet donc le calcul de S<sub>T</sub><sup>P</sup>.

Comme pour le calcul de V<sub>T</sub><sup>P</sup>, on peut valablement confondre (P - P<sub>0</sub>) avec P. D'autre part, et en tenant compte de ce que les entropies sont généralement exprimées en calories (par degrés) alors que les pressions sont en atmosphères, il convient d'introduire ici la relation d'équivalence :

$$1 \text{ cal} = 41,3 \text{ Atm.cm}^3$$

Nous voyons donc que pour toute valeur du couple (P, T) il est possible de calculer l'entropie de n'importe quel constituant, à la condition toutefois que les coefficients standard nécessaires soient fournis par les tables.

C'est notamment par l'utilisation de cette méthode que l'on peut relever pour les différences d'entropies du diamant et du

\* Il est rare que la variation de S avec P soit abordée dans les ouvrages de Thermodynamique, parmi ceux qui traitent de cette question, on peut citer GUGGENHEIM E.A. (1965).

\*\* Cela est possible, puisque comme nous l'avons rappelé à propos du volume, α est pratiquement invariable aussi bien avec P qu'avec T.

graphite, la même constatation que nous avons relevée plus haut à propos du volume. Il apparaît en effet que la différence :

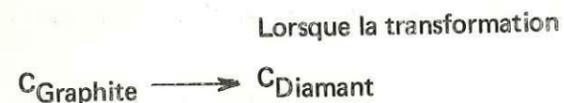
$$\Delta S = S_{\text{Diamant}} - S_{\text{Graphite}}$$

dont la valeur dans les conditions standard est négative, puisque égale à :

$$\Delta S = 0,58 - 1,36 = -0,78 \text{ Unités d'entropie}$$

est également trouvée négative pour toute autre valeur géologique du couple (P, T).

En résumé, les enseignements que nous venons de tirer de ces diverses considérations sont donc équivalents à la proposition suivante :



s'effectue pour un certain couple (P, T) au sein d'un système géologique S, sa contribution va dans le sens d'une diminution de volume, en même temps que d'une diminution d'entropie.

Compte tenu de ce que la masse moléculaire du graphite, comme celle du diamant, est égale à 12, nous voyons même directement ici que cette contribution va dans le sens d'une diminution de volume molaire ainsi que d'une diminution d'entropie molaire.

Il en résulte que sur l'intervalle de temps  $[\Delta t]$  où elle se produit, la transformation du graphite en diamant satisfait bien à la condition :

$$\frac{\partial (V/M)}{\partial t} \gg 0 \quad \text{si} \quad dW \gg 0$$

mais qu'en revanche, elle ne satisfait pas à la condition

$$\frac{\partial (S/M)}{\partial t} \leq 0 \quad \text{si} \quad dQ \gg 0$$

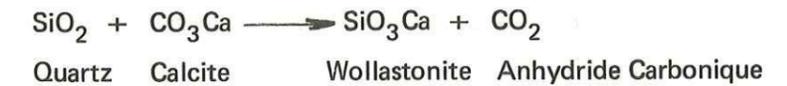
Nous devons donc en conclure qu'elle introduit une rupture d'élasticité thermodynamique pour le système au sein duquel elle se produit.

Examinons maintenant un autre exemple.



Cette transformation s'écrit d'un point

de vue chimique :



et les données thermodynamiques standard qui la concernent permettent de dresser le tableau suivant :

Constituant	Masse molaire	Volume massique en $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$	Entropie massique en $\text{cal. degré}^{-1} \text{g}^{-1}$
$\text{SiO}_2$	60	$1/2,6 = 0,38$	$10,01/60 = 0,16$
$\text{CO}_3\text{Ca}$	100	$1/2,7 = 0,37$	$22,2 / 100 = 0,22$
$\text{SiO}_3\text{Ca}$	116	$1/2,8 = 0,36$	$19,6 / 116 = 0,17$
$\text{CO}_2^*$	44	$1/1,980 \cdot 10^{-3} = 500$	$51,4 / 44 = 1,16$

A la lecture de ce tableau, nous pouvons faire plusieurs observations intéressantes :

#### 1• OBSERVATIONS RELATIVES AUX VOLUMES MASSIQUES.

Dans l'état chimique initial  $\sum_i n_i M_i$ , nous avons deux constituants  $A_i$  (Quartz et Calcite) et l'intervalle de leurs volumes massiques équivaut (en valeur absolue) à la quantité :

$$\Delta\left(\frac{V}{M}\right) = 0,38 - 0,37 = 0,01$$

Dans l'état chimique final  $\sum_j n'_j M'_j$ , cet intervalle de volumes massiques devient :

$$\Delta\left(\frac{V}{M}\right) = 500 - 0,36 = 499,64$$

Nous voyons donc que l'intervalle des volumes massiques a augmenté, et de telle façon que celui des  $A_i$  [0,38 - 0,37] se trouve entièrement inclus dans celui des  $A'_j$  [500 - 0,36].

\* Les données retenues ici concernent le  $\text{CO}_2$  gazeux puisque, en effet, le  $\text{CO}_2$  se trouve à l'état de gaz dans les conditions standard. (Au sein de l'écorce terrestre et à une profondeur relativement faible cela cesse d'être vrai et nous verrons plus loin l'importance de cette transition).

Cela revient à dire que l'un au moins des  $A_j$  (en l'occurrence  $CO_2$ ) possède un volume massique supérieur à celui du constituant  $A_i$  de plus petit volume massique (en l'occurrence la Calcite).

Il ne faut pas perdre de vue néanmoins que cette conclusion vaut pour les conditions standard ( $P_0, T_0$ ) lesquelles précisément ne sont pas propices à la transformation minéralogique invoquée, mais au contraire à la stabilité des  $A_i^*$ .

La réalisation effective de cette transformation n'intervient en effet que si le système géologique considéré passe du domaine de stabilité des  $A_i$  à celui des  $A_j$ , et ce dernier correspond à des couples (P, T) qui sont différents de ( $P_0, T_0$ ).

A ce propos, et de la même façon que nous l'avons fait sur l'exemple de la transformation Graphite  $\rightarrow$  Diamant, nous admettrons que le signe (positif ou négatif) des différences de volume massique (entre les  $A_j$  et les  $A_i$ ) se conserve identique à lui-même lorsque le système passe précisément des conditions ( $P_0, T_0$ ) à des conditions (P, T).

Si nous nous référons aux tables standard, nous relevons pour les conditions ( $P_0, T_0$ ) les différences  $\Delta \frac{V}{M}$  suivantes :

$$\frac{V}{M} \text{ Wollastonite} - \frac{V}{M} \text{ Quartz} = -0,02 \text{ (valeur négative)}$$

$$\frac{V}{M} \text{ Wollastonite} - \frac{V}{M} \text{ Calcite} = -0,01 \text{ (valeur négative)}$$

$$\frac{V}{M} \text{ Anhydride carbonique} - \frac{V}{M} \text{ Quartz} = +499,62 \text{ (valeur positive)}$$

$$\frac{V}{M} \text{ Anhydride carbonique} - \frac{V}{M} \text{ Calcite} = +499,63 \text{ (valeur positive)}$$

Il est bien certain que chacune de ces différences varie en fonction de P et T conformément à l'expression :

$$d\left(\frac{V}{M}\right) = \left(\frac{\partial(V/M)}{\partial T}\right)dT + \left(\frac{\partial(V/M)}{\partial P}\right)dP$$

\* On établit cette proposition à partir des données standard relatives à l'enthalpie libre G qui conduisent à l'inégalité  $\sum_j n_j' G_j' - \sum_i n_i G_i < 0$

Cependant, et en généralisant les observations numériques que l'on peut faire (pour différentes valeurs de P et de T), nous admettrons que cette variation se produit sans changer de signe et nous ajouterons donc cette proposition à la liste des postulats fondamentaux déjà invoqués jusqu'ici, dans le courant de cet ouvrage.

## 2• OBSERVATIONS RELATIVES AUX ENTROPIES MASSIQUES

De la même façon que pour le volume, nous pouvons comparer l'intervalle  $\Delta\left(\frac{S}{M}\right)$  des entropies massiques dans l'état chimique initial et dans l'état chimique final.

Dans l'état chimique initial  $\sum_i n_i M_i$ , il apparaît d'après le tableau que la valeur de  $\Delta\left(\frac{S}{M}\right)$  est égale à :

$$\Delta \frac{S}{M} = 0,22 - 0,16 = 0,06$$

Alors que dans l'état chimique final  $\sum_j n_j' M_j'$ , cette quantité devient :

$$\Delta \frac{S}{M} = 1,16 - 0,17 = 0,99$$

Ici encore, nous constatons donc que la transformation minéralogique a pour effet d'augmenter l'intervalle des entropies massiques. Mais cette fois, aucun des deux intervalles définis ci-dessus n'est complètement inclus dans l'autre. Leur intersection n'est pourtant pas nulle, puisque sa valeur absolue est donnée par l'intervalle  $0,22 - 0,17$  et est donc égale à 0,05.

La signification des différents modes d'intersection sera examinée un peu plus loin et, pour l'instant, nous nous bornerons à étendre aux intervalles des entropies massiques le postulat que nous avons admis précédemment à propos des intervalles de volumes massiques.

Nous admettrons en effet que pour toute valeur géologique du couple (P, T) et non seulement pour ( $P_0, T_0$ ) la transformation :



s'effectue de telle façon que l'intervalle des entropies massiques des  $A_j'$  est supérieur à celui des  $A_i$ .

Nous allons maintenant donner une expression plus générale de ce postulat et nous tenterons aussi de saisir l'intérêt géologique des diverses considérations que nous venons d'exposer. Cela nous conduira à examiner, pour les systèmes que jusqu'ici nous avons supposé fermés, ce que peut signifier le phénomène d'ouverture.

L'OUVERTURE THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES GÉOLOGIQUES ET SON RÔLE A L'ÉCHELLE DE LA TERRE

Après avoir envisagé la transformation



et la transformation



nous devons considérer à présent le cas d'une transformation quelconque



où le nombre des  $A_i$  aussi bien que celui des  $A'_j$  peut donc lui aussi être quelconque.\*

Comme à l'accoutumée, nous écrivons

cette transformation :



et nous adopterons (dans un but de simplification) les désignations symboliques résumées dans le tableau suivant :

\* L'expérience montre d'ailleurs que ce nombre n'est jamais élevé.

Désignation symbolique adoptée pour	considéré dans $\sum_i n_i M_i$	considéré dans $\sum_j n'_j M'_j$
Le constituant de plus petit volume massique	$A_i V_i \star$	$A'_j V'_j \star$
Le constituant de plus grand volume massique	$A_i V_i \star$	$A'_j V'_j \star$
Le constituant de plus grande entropie massique	$A_i S_i \star$	$A'_j S'_j \star$
Le constituant de plus petite entropie massique	$A_i S_i \star$	$A'_j S'_j \star$
Le plus petit volume massique	$V_i \star$	$V'_j \star$
Le plus grand volume massique	$V_i \star$	$V'_j \star$
La plus grande entropie massique	$S_i \star$	$S'_j \star$
La plus petite entropie massique	$S_i \star$	$S'_j \star$

En utilisant ces désignations, nous pouvons alors réintroduire sous une forme beaucoup plus condensée certaines notions déjà définies auparavant, et nous pouvons également énoncer quelques propositions nouvelles.

1 • RETOUR SUR L'ÉLASTICITÉ THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES GÉOLOGIQUES

Nous savons maintenant que sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , le problème de l'élasticité thermodynamique d'un système  $S$  ne se pose que sur l'ensemble des sous intervalles  $[\Delta t]$  caractérisés par des transformations chimiques.

En effet, cette élasticité est satisfaite à l'extérieur des  $[\Delta t]$ .

Nous pouvons donc ajouter qu'elle serait également satisfaite sur les  $[\Delta t]$  si pour toute transformation minéralogique



nous avons simultanément :

$$V_j^* < V_i^*$$

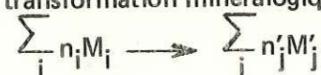
et

$$S'_j > S_i^*$$

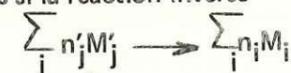
c'est donc sous cette forme condensée que nous considérerons désormais la notion d'élasticité thermodynamique.

2● RÉACTIONS DIRECTES ET RÉACTIONS INVERSES : COMPARAISON DES PROBABILITÉS RESPECTIVES DE RÉALISATION

Imaginons un système géologique  $S$  qui serait le siège de la transformation minéralogique :



et demandons nous si la réaction inverse



présente la même probabilité de réalisation au sein du système global que constitue la Terre.

Nous pouvons écrire la transformation directe sous la forme détaillée :



à laquelle correspond un intervalle maximal de volumes massiques dans  $\sum_i n_i M_i$  et un autre dans  $\sum_j n'_j M'_j$ .

Compte tenu des désignations symboliques dont nous sommes convenus, le premier correspond à la différence :

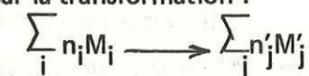
$$V_i^* - V_{j^*}$$

et le second à la différence :

$$V_j^* - V_{i^*}$$

En observant alors que le volume massique d'un constituant géologique conditionne sa position le long d'une verticale terrestre, nous pouvons avancer une série de propositions pour lesquelles une représentation schématique est donnée ci-après (fig. 14).

Supposons en effet qu'au sein de la Terre, et pour des raisons sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir, il existe un ensemble de systèmes  $S'$  qui soient situés au dessus de  $S$  et qui, bien que répondant à la composition initiale  $\sum_i n_i M_i$ , ne se trouvent pas concernés sur  $[\Delta t]$ , ni donc\* antérieurement à lui, par la transformation :



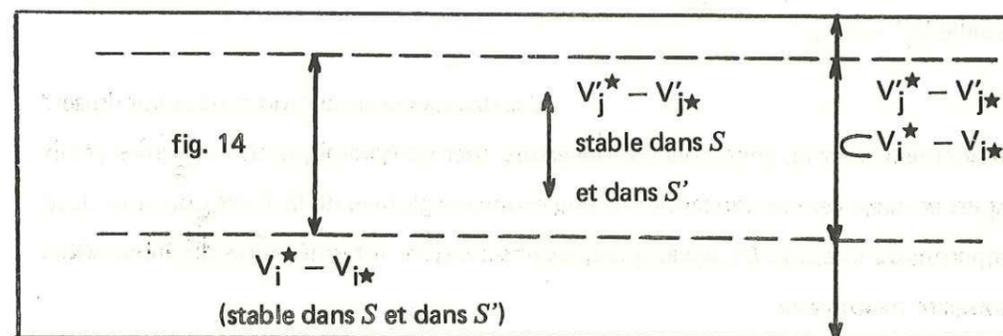
Dans ce cas, nous devons bien admettre les probabilités suivantes :

1● Dans les  $S'$ , et donc aussi dans  $S$ , la coexistence des  $A_i$  sur  $[\Delta t]$  est stable (ou pour le moins métastable) du point de vue de la mécanique.

En d'autres termes, l'intervalle des volumes massiques  $V_i^* - V_{i^*}$  est mécaniquement stable dans les  $S'$  et dans  $S$  sur  $[\Delta t]$ .

2● Si  $V_j^* - V_{j^*}$  est inclus dans  $V_i^* - V_{i^*}$ , il est donc lui aussi mécaniquement stable dans  $S$ .

3● Si  $V_j^* - V_{j^*}$  n'est pas inclus dans  $V_i^* - V_{i^*}$ , leur intersection définit le seul sous-ensemble de  $V_j^* - V_{j^*}$  qui soit mécaniquement stable dans  $S$ .



\* Si antérieurement à  $\Delta t$  les  $S'$  avaient été concernés par la transformation  $\sum_i n_i M_i \longrightarrow \sum_j n'_j M'_j$ , leur composition ne pourrait être  $\sum_i n_i M_i$  au début de  $\Delta t$ .

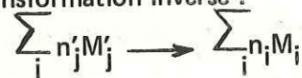
Dans cette éventualité, trois hypothèses sont alors possibles :

- S'il existe une partie de  $V_j^{\star} - V_{j\star}$  dont tous les éléments soient supérieurs à  $V_i^{\star}$ , alors la tendance mécanique des constituants minéralogiques ainsi visés est de se diriger vers l'extérieur de la Terre, chacun d'eux devant s'arrêter à une altitude qui puisse correspondre à son volume massique.

- S'il existe une partie de  $V_j^{\star} - V_{j\star}$  dont tous les éléments soient inférieurs à  $V_{i\star}$ , alors la tendance mécanique des constituants minéralogiques ainsi visés est de se diriger vers l'intérieur de la Terre, chacun d'eux devant s'arrêter à une altitude qui puisse correspondre à son volume massique.

- S'il existe une partie de  $V_j^{\star} - V_{j\star}$  dont tous les éléments soient compris entre  $V_i^{\star}$  et  $V_{i\star}$ , alors la tendance mécanique des constituants minéralogiques ainsi visés est de rester groupés là où ils l'étaient initialement puisque cette altitude convient à leurs volumes massiques.

Sachant alors qu'une transformation minéralogique ne peut pas se produire lorsque les constituants susceptibles d'entrer en réaction ne se trouvent pas regroupés tout à la fois dans le temps et dans l'espace, nous pouvons dire que (toutes choses étant supposées égales par ailleurs), la probabilité de réalisation de la transformation inverse :



n'est égale (ou respectivement supérieure) à la probabilité de réalisation de la transformation directe :



que si l'intervalle  $V_j^{\star} - V_{j\star}$  est confondu avec (ou respectivement inclus dans) l'intervalle  $V_i^{\star} - V_{i\star}$ .

Ces diverses considérations nous conduisent évidemment vers le phénomène d'ouverture thermodynamique des systèmes géologiques et aussi vers la conception d'une évolution globale de la Terre que nous développerons au Chapitre III, après quelques observations intermédiaires que nous allons rapporter maintenant.

Ainsi que nous l'avons constaté, les conditions de l'élasticité thermodynamique d'un système ne sont pas satisfaites lorsque celui-ci devient le siège d'une transformation minéralogique telle que :



ou telle que :



Il est également clair que si le système était le siège de l'une ou l'autre des réactions inverses, les conditions de son élasticité thermodynamique ne se trouveraient pas satisfaites non plus.\*

Les réactions invoquées n'ont pourtant rien de particulier face à ce critère, car la rupture d'élasticité thermodynamique d'un système paraît précisément coïncider avec la réalisation, en son sein, d'une réaction minéralogique absolument quelconque. Il est donc intéressant de s'interroger sur la signification de ce parallélisme.

Pour cela, revenons à l'idée que sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , choisi tout d'abord sur la période d'accrétion de notre planète, un système géologique fermé  $S$  doit emmagasiner de l'énergie interne puisqu'il reçoit tout à la fois de l'énergie thermique et de l'énergie mécanique.

Nous avons vu que sur toute partie de  $[t_1, t_2]$  autre que  $[\Delta t]$ , c'est-à-dire sur toute partie dépourvue de réactions chimiques, le système  $S$  réagit de manière thermodynamiquement élastique à ces contraintes.

Il est donc vraisemblable que l'apparition d'une réaction minéralogique au sein de  $S$  puisse être interprétée comme le symptôme de sa première saturation en énergie interne, et, si cela est vrai, alors il n'y a guère que deux alternatives à envisager.

1ère ALTERNATIVE: Ce sont les contraintes (P, T) qui l'emportent devant la résistance de  $S$ . Dans ce cas, les réactions chimiques sont d'ordre nucléaire et les éléments constitutifs de  $S$  doivent accumuler sous forme d'augmentation de leur masse atomique, ce que les minéraux ne peuvent plus accumuler eux-mêmes sous la forme ordinaire d'entropie massique ou de volume massique.

\* En effet, les critères ayant permis de constater la non élasticité du système au cours de la réaction directe seraient simplement inversés; le signe de  $\frac{\Delta V}{\Delta S}$  resterait donc négatif et, par suite, les conditions d'élasticité ne seraient pas satisfaites non plus.

2ème ALTERNATIVE: C'est la résistance de  $S$  qui l'emporte sur les contraintes. Dans ce cas, les réactions chimiques s'effectuent sans modification des masses atomiques mais de telle façon que les variations d'intervalles de volumes massiques et/ou d'entropies massiques puissent autoriser une ouverture thermodynamique de  $S$ , c'est-à-dire une libération de l'excès d'énergie interne auquel il se trouve confronté.

Conformément à ce que nous avons déjà relaté (page 38), la première alternative ne paraît pas avoir concerné la Terre, puisque, en effet, les réactions nucléaires qui s'y produisent semblent indépendantes de ses contraintes de pression et de température. D'ailleurs les réactions nucléaires terrestres s'effectuent avec diminution des masses atomiques et production de chaleur (par exemple :  ${}_{92}^{238}\text{U} \longrightarrow {}_{82}^{206}\text{Pb} + 8\text{He}$ ) de sorte que loin d'apporter une solution au problème posé, elles contribuent au contraire à l'établissement de son énoncé.

Aussi, et à l'opposé de ce que l'on peut envisager à l'intérieur des étoiles, c'est vers la seconde alternative qu'il paraît utile de rechercher la seule évolution possible d'un système géologique  $S$ , et celle-ci pourrait alors prendre la forme suivante :

Sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  considéré plus haut, appelons  $[t_i, t_j]$  le premier  $[\Delta t]$  concerné par une réaction minéralogique intervenant dans  $S$ . La quantité  $V_i^* - V_{i*}$  désigne donc l'intervalle de volumes massiques dans lequel la composition  $\sum_i n_i M_i$  est stable dans  $S$  sur  $[t_i, t_j]$ , et cette stabilité est vraie du point de vue mécanique aussi bien que du point de vue thermodynamique.

Supposons alors qu'à partir de l'instant  $t_i$ ,  $S$  ait atteint un premier état de saturation en énergie interne, mais de telle façon que les contraintes ( $P, T$ ) qui lui sont appliquées ne puissent engendrer en lui des transformations nucléaires. Dans ces conditions, la réaction de  $S$  peut être chimique au sens ordinaire du terme, et les trois éventualités que nous avons énoncées précédemment peuvent être interprétées comme suit :

1• Si  $V_j^* - V_{j*}$  est inclus dans  $V_i^* - V_{i*}$ , cela implique que  $\sum_j n_j M_j$  est stable dans  $S$  non seulement du point de vue thermodynamique, mais également du point de vue mécanique. Il en résulte donc que vis à vis du pro-

blème posé, la réaction minéralogique n'a aucune utilité, quelle que soit la distribution des entropies massiques entre les différents constituants de  $S$ .

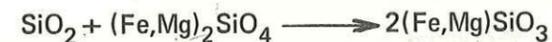
2• Si une partie au moins de  $V_j^* - V_{j*}$  est inférieure à la valeur  $V_{i*}$ , elle est évidemment stable dans  $S$  du point de vue thermodynamique, mais elle ne l'est plus du point de vue mécanique. Les minéraux qui définissent cette partie auront donc tendance à quitter  $S$  pour se diriger vers le centre de la Terre. Ils emporteront avec eux de l'énergie interne, et celle-ci ne pouvant en aucun cas s'exprimer sous la forme d'entropies massiques qui seraient supérieures\* à  $S_i^*$ , il y va de l'intérêt du système qu'elle s'exprime le plus fortement possible sous la forme de volumes massiques de valeurs inférieures à  $V_{i*}$ .

3• Si une partie au moins de  $V_j^* - V_{j*}$  est supérieure à la valeur  $V_i^*$ , elle est évidemment stable dans  $S$  du point de vue thermodynamique, mais elle ne l'est plus du point de vue mécanique. Les minéraux qui définissent cette partie auront donc tendance à quitter  $S$  pour se diriger vers l'extérieur de la Terre. Ils emporteront avec eux de l'énergie interne, et celle-ci ne pouvant en aucun cas s'exprimer sous la forme de volumes massiques qui seraient inférieurs\*\* à  $V_{i*}$ , il y va de l'intérêt du système qu'elle s'exprime le plus largement possible sous la forme d'entropies massiques de valeurs supérieures à  $S_i^*$ .

Avant d'examiner sous l'éclairage de ces propositions les principaux faits d'observation géologique que nous relaterons dans le prochain chapitre, nous allons, pour clore celui-ci, donner une application pratique de chacune des éventualités que nous venons d'exposer.

#### LA TRANSFORMATION QUARTZ + OLIVINE $\longrightarrow$ PYROXENE

Cette réaction s'écrit aussi



et les données standard qui la concernent sont rassemblées dans le tableau de la page suivante (où nous les avons converties en données massiques).

\* Voir la seconde note infra-paginale ci-dessous.

\*\* S'il en était autrement, les systèmes élémentaires concernés seraient thermodynamiquement élastiques sur  $[t_i, t_j]$ , ce qui est contraire au postulat que nous admettons.

Constituant	volume massique en cm <sup>3</sup> : g <sup>-1</sup>	entropie massique en cal. degré <sup>-1</sup> . g <sup>-1</sup>
Quartz SiO <sub>2</sub>	0,378	0,16
Forsterite Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	0,316	0,16
Fayalite Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	0,229	0,17
Enstatite* Mg SiO <sub>3</sub>	0,316	0,16
Ferrosilite Fe SiO <sub>3</sub>	0,252	0,19 *

Loisque dans un système géologique  $S$ , la réaction considérée intervient entre le Quartz et l'Olivine purement magnésienne (Forstérite), l'évolution de l'intervalle de volumes massiques est donnée par l'expression :

$$V_i^* - V_{i*} \longrightarrow V_j^* - V_{j*}$$

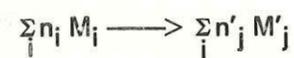
qui devient ici :

$$0,378 - 0,316 \longrightarrow 0,316 - 0,316$$

Nous voyons ainsi que dans l'état final, l'intervalle de volumes massiques s'annule sur la valeur ponctuelle 0,316 qui appartient donc à l'intervalle  $V_j^* - V_{j*}$  puisqu'elle est confondue avec  $V_{j*}$ .

Ce résultat ne serait toutefois utilisable que si la réaction s'effectuait dans les conditions standard ( $P_0, T_0$ ) correspondant aux données dont nous disposons. Cela n'est évidemment pas le cas et nous supposerons que la conclusion obtenue ci-dessus reste valable dans les conditions ( $P, T$ ) où la réaction se produit réellement. En d'autres termes, nous tiendrons comme un postulat supplémentaire la proposition suivante :

Si dans les conditions standard ( $P_0, T_0$ ) une transformation



conduit à la constatation théorique

$$V_j^* - V_{j*} \subset V_i^* - V_{i*}$$

nous admettrons que cette constatation conserve sa signification et devient réelle

\* Les données indiquées ici sont empruntées à KERN R. et WEISSBROD A. (1964) et concernent la variété monochimique de l'enstatite. Ces auteurs estiment qu'elles pouvant être étendues à la variété orthorhombique, de sorte qu'elles seraient valables pour l'Enstatite au sens le plus large.

dans toutes conditions géologiques ( $P, T$ ) où la transformation considérée se produit effectivement.

Pour en revenir à l'exemple particulier qui retenait notre attention, observons que lorsque c'est l'olivine ferrifère (Fayalite) qui réagit avec le quartz, l'évolution de l'intervalle de volumes massiques s'écrit :

$$V_i^* - V_{i*} \longrightarrow V_j^* - V_{j*}$$

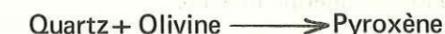
c'est-à-dire ici :

$$0,378 - 0,229 \longrightarrow 0,316 - 0,316$$

de sorte que la valeur unique  $V_j^* - V_{j*} = 0,316$  est désormais située à l'intérieur de l'intervalle  $V_i^* - V_{i*}$  d'une façon beaucoup plus nette que précédemment.

En admettant alors que les solutions solides Forsterite - Fayalite d'une part et Enstatite - Ferrosilite d'autre part soient parfaites, nous pouvons estimer que, l'intervalle  $V_j^* - V_{j*}$  est inclus dans  $V_i^* - V_{i*}$ .

Cela implique aussi que  $V_j^* - V_{j*}$  est mécaniquement stable dans le système  $S$ , ou, ce qui revient au même, que la réaction directe :



ne peut contribuer à son ouverture thermodynamique.

Il apparaît ainsi que vis à vis d'une éventuelle saturation de  $S$  en énergie interne, la transformation minéralogique considérée ici n'apporte aucune solution.

En revanche, lorsque c'est l'état initial de  $S$  qui correspond à la présence de pyroxène, la transformation minéralogique inverse :



peut entraîner son ouverture thermodynamique.

Contrairement à la réaction directe, et bien qu'elle soit souvent considérée comme irréalisable\*, elle pourrait donc contribuer à résoudre le problème d'une éventuelle saturation de  $S$  en énergie interne.

Nous reviendrons sur cette importante proposition au Chapitre III, où nous tenterons de distinguer deux grandes catégories

\* Comme le rappellent KERN R. et WEISSBROD A. (1964) le signe de la variation ( $\Delta G$ ) est favorable à la réaction directe sur la majeure partie du domaine ( $P, T$ ) mais non sur sa totalité. Les travaux de BOWEN N.L. et SCHAIRER J.F. (1935) démontrent en effet l'existence d'une partie au moins du domaine ( $P, T$ ) sur laquelle le signe de ( $\Delta G$ ) est favorable à la réaction inverse.

parmi les réactions minéralogiques intervenant au sein des systèmes géologiques. A celles que nous qualifierons de primordiales dans l'évolution de notre planète, nous opposerons en effet celles que nous qualifierons de secondaires et nous verrons que la prépondérance des premières sur les secondes rejoint le postulat fondamental que nous avons adopté à la page 15 sous le nom de proposition A.

RETOUR SUR LA TRANSFORMATION GRAPHITE → DIAMANT

Dans cette transformation, et conformément à ce que nous avons vu plus haut (page 65), l'intervalle des volumes massiques est nul aussi bien dans l'état initial que dans l'état final. Cependant le premier s'annule sur la valeur unique 0,11 alors que le second s'annule sur la valeur unique 0,048.\*

Il résulte de cette constatation que lorsqu'un système géologique S se trouve saturé en énergie interne, la réalisation en son sein de la transformation



est susceptible d'entraîner son ouverture thermodynamique et donc de contribuer à lui éviter une sursaturation en énergie interne.

En effet, le diamant détient essentiellement sous forme de volume massique l'énergie interne qui, dans le graphite, était répartie plus équitablement entre le volume massique d'une part et l'entropie massique d'autre part.

Comme de surcroit, la transformation Graphite → Diamant est fortement endothermique, elle est également mieux adaptée que son inverse à un contexte fournisseur de chaleur. Enfin, puisque l'entropie massique du diamant est nettement inférieure à celle du graphite, on conçoit que cette enthalpie de réaction soit également transformée en travail et qu'elle apparaisse donc, en fin de comptes, dans la faible valeur du volume massique du diamant.

Ce qui explique l'aptitude de ce minéral à quitter le système géologique S où il a pu prendre naissance, pour gagner un domaine caractérisé par des entropies massiques plus faibles et des volumes massiques plus forts que ne le sont ceux du graphite, c'est-à-dire un domaine dont l'altitude (comptée

\* Ces nombres expriment en  $cm^3 \cdot g^{-1}$  (et dans les conditions standard) les valeurs respectives du volume massique du graphite et du volume massique du diamant.

à partir du centre de la Terre) doit être inférieure à celle de S.

RETOUR SUR LA TRANSFORMATION QUARTZ + CALCITE →

WOLLASTONITE + GAZ CARBONIQUE

Dans l'état chimique initial, l'intervalle des volumes massiques correspond ici à l'expression :

$$V_i^* - V_{i^*} = 0,38 - 0,37$$

alors que dans l'état final il devient :

$$V_j^* - V_{j^*} = 500 - 0,36$$

Du point de vue mécanique, il apparaît donc que le constituant Wollastonite n'est que très légèrement instable dans S, alors que l'instabilité du constituant CO<sub>2</sub> y est probablement beaucoup plus forte.

A en juger par la valeur 500 que prend le terme  $V_j^*$ , nous pourrions même être tentés de dire que cette probabilité devient une certitude, mais en réalité, et conformément à ce que nous avons vu antérieurement (note infra-paginale de la page 71), nous savons que dans les conditions (P, T) où la réaction minéralogique invoquée se réalise, le CO<sub>2</sub> qui prend naissance a un volume massique  $\frac{V}{M}$  beaucoup plus faible.

Néanmoins, l'ordre de grandeur de sa valeur minimale reste très certainement voisin de 2, et donc supérieur à celui du contexte au sein duquel le gaz carbonique est formé ; de sorte que la tendance mécanique de celui-ci est de quitter le système, au profit de domaines terrestres plus externes. S'il y parvient, son volume massique se met à augmenter en même temps que son altitude et le processus peut s'arrêter lorsque la valeur de l'un devient compatible avec celle de l'autre.

Pour le constituant CO<sub>2</sub>, considéré dans les conditions actuelles de l'évolution de la Terre, cet arrêt se situe sur une couche d'espace qui elle-même recouvre une partie de l'hydrosphère et une partie de l'atmosphère. C'est en effet à ce niveau que se trouve aujourd'hui en état d'équilibre mécanique au moins provisoirement stable toute masse de CO<sub>2</sub> qui prend naissance (ou qui est déjà présente) au sein du système Terre. Cela signifie aussi que toute masse

de CO<sub>2</sub> non située à ce niveau possède une énergie potentielle d'autant plus forte qu'elle en est plus éloignée, et nous verrons au Chapitre III quelles peuvent être les conséquences pour l'évolution de la Terre.

Cependant, les trois exemples que nous venons de passer en revue ne constituent que des illustrations particulières des phénomènes plus généraux que nous avons exposés auparavant. Le Chapitre III précisément nous donnera l'occasion de sélectionner dans l'ensemble de ces particularités celles qui paraissent les plus importantes. Parmi celles-ci, il en est dont les conséquences se lisent directement à la surface de notre planète et ce sont évidemment les plus aisées à déchiffrer.

C'est notamment là que parallèlement au rôle pétrogénétique du constituant CO<sub>2</sub> vient s'achever (tout au moins pour la période actuelle) celui du constituant H<sub>2</sub>O.

Nous nous attacherons donc, dans les pages qui suivent, à examiner leurs contributions respectives à l'évolution de la Terre et nous placerons le débat sous cet éclairage relativement récent que constitue, en géologie, la théorie des plaques.

### Chapitre III

## L'ÉVOLUTION GLOBALE DE LA TERRE

1ère PARTIE : LE PROBLEME DE LA SYMÉTRIE ET DE LA RÉVERSIBILITÉ  
DANS L'ÉVOLUTION GLOBALE DE LA TERRE

A. INTRODUCTION

C'est aux résultats de la géologie historique que nous allons prêter attention maintenant afin de retracer, au moins dans leurs grandes lignes, quelques étapes importantes de l'évolution globale de la Terre.

Dans le cadre de cette démarche, nous nous arrêterons tout d'abord sur un problème relatif à la symétrie et à la réversibilité et qui est assurément primordial dans l'étude des Sciences de la Terre, car les lois qui lui sont liées sont aussi les conditions initiales du raisonnement géodynamique.

Nous avons entrevu les modalités de la symétrie terrestre dans le courant du Chapitre II (page 63) en admettant que le point central de la Terre (nous l'appellerons point C) a été un centre de symétrie depuis son origine. Nous entendons par là que le phénomène d'accrétion en premier lieu, puis les phénomènes d'évolution que lui-même a occasionnés ont admis le point C comme centre de symétrie.

En outre, et parce que la planète est approximativement sphérique, il est logique d'envisager que toute demi-droite issue de C est elle-même un axe d'isotropie, et, comme nous l'avons fait pour le point C, nous supposerons que ceci est vrai depuis l'origine de la Terre.

Néanmoins, et ainsi que nous l'avons déjà noté (page 63) il ne s'agit là que de quasi symétries et non de symétries parfaites, puisque, à l'altitude de la biosphère par exemple, une opposition existe entre continents et océans.

De la même façon, la distribution des volumes massiques et des entropies massiques le long d'une verticale quelconque s'effec-

tue sans nul doute dans un sens bien déterminé et que nous avons déjà relevé antérieurement (Chapitre II page 52), mais elle s'accompagne de discontinuités dont nous allons tenter d'approfondir la signification tout en observant, dès maintenant, qu'elles se présentent nécessairement comme autant de symptômes d'irréversibilité.

Parmi ces discontinuités, les plus visibles sont évidemment celle qui sépare l'atmosphère de l'hydrosphère d'une part et celle qui sépare l'hydrosphère de la lithosphère d'autre part.

Il est donc intéressant de s'interroger sur les raisons de leur apparition et nous allons voir qu'elles peuvent être de deux sortes : les unes en effet paraissent se situer au sein même des systèmes que nous prendrons en considération, les autres au contraire semblent relever du contexte dans lequel ceux-ci se trouvent placés. C'est donc cette dualité dans l'origine des discontinuités terrestres que nous nous proposons d'examiner maintenant.

B. LES IRRÉVERSIBILITÉS DONT L'ORIGINE EST INTÉRIEURE AUX SYSTEMES QUE NOUS CONSIDÉRONS.

Fixons notre attention sur un système expérimental constitué d'une certaine masse d'eau et qui, par conséquent peut être considéré comme grossièrement représentatif de l'hydrosphère.

Supposons alors qu'à partir des conditions standard de pression et de température ( $P_0, T_0$ ) nous portions le système S dans des conditions (P, T) satisfaisant elles-mêmes aux deux relations :

$$\begin{matrix} P & > & P_0 \\ T & > & T_0 \end{matrix}$$

La réaction d'adaptation de S à ces nouvelles conditions peut se lire à travers l'évolution de l'une quelconque de ses fonctions d'état, par exemple son volume V, son entropie S ou son énergie interne U, etc...

De toutes ces évolutions, c'est celle relative au volume qui est la plus largement décrite dans la littérature physico-chimique, et

indiscutablement, cette préférence provient de ce que la notion de volume se présente sous un aspect très concret tout en donnant lieu à des possibilités de mesure relativement aisées.

Elle a également permis de mettre en évidence l'important concept de point critique sur la définition duquel nous allons nous arrêter quelques instants.

Le diagramme reproduit ci-contre (fig.15) résume la façon dont réagit le système  $S$  (en l'occurrence une certaine masse d'eau) lorsqu'il est placé dans les conditions suivantes :

1● On choisit une température déterminée  $T$ , et on fait en sorte qu'à l'intérieur de  $S$ , et sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ ,  $T$  reste vérifiée en tout point du contexte espace-temps ainsi envisagé. On dit alors que  $T$  est la température intérieure ( $T_{int}$ ) de  $S$  sur  $[t_1, t_2]$ .

2● Cette première condition étant admise, on applique au système  $S$  une pression extérieure,  $P_{ext}$ , qui ne cesse d'augmenter sur  $[t_1, t_2]$  entraînant une variation du volume ( $V$ ) ainsi qu'une variation de la pression intérieure ( $P_{int}$ ) du système.

Sur les axes de coordonnées qui définissent le contexte d'espace de la fig. 15, ce sont respectivement le volume ( $V$ ) de  $S$  et sa pression intérieure ( $P_{int}$ ) qui sont pris en compte. Le paramètre température intérieure ( $T_{int}$ ) est également pris en compte mais cela simplement par valeurs discrètes, c'est-à-dire de façon discontinue.

En revanche, les paramètres temps ( $t$ ), pression extérieure ( $P_{ext}$ ) et température extérieure ( $T_{ext}$ ) n'apparaissent pas concrètement sur ce diagramme et ils ne sont donc que sous-entendus.

Nous reviendrons plus loin sur les divers enseignements expérimentaux qui sont ainsi consignés graphiquement, et pour l'instant, nous retiendrons que pour un système constitué d'eau, la valeur  $T = 374^\circ\text{C}$  de la température est tout à fait remarquable, puisque au dessus d'elle, le volume se présente comme une fonction continue de la pression intérieure alors qu'au dessous

d'elle, cette même fonction présente deux discontinuités.

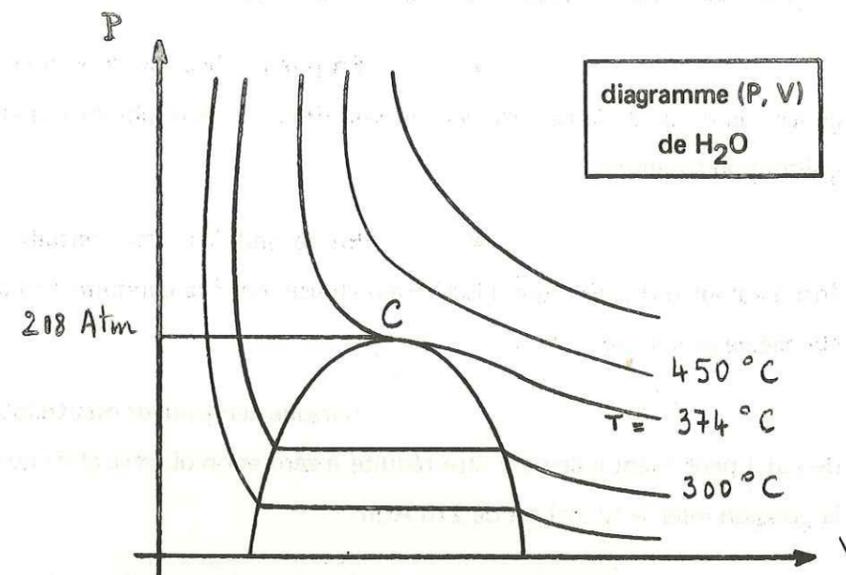


fig. 15\*

Si nous voulons introduire le paramètre temps dans l'expression de cette constatation, nous dirons qu'en deça de la température  $374^\circ\text{C}$ , toute diminution isothermique du volume de  $S$  nécessite un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  qui lui-même se décompose en trois sous-intervalles de temps :

- Le premier que nous appellerons  $[t_1, t_1]$  sur lequel la dérivée partielle  $(\partial P / \partial V)_T$  est relativement faible, mais ne s'annule en aucun point.
- L'intermédiaire, que nous appellerons  $[\Delta t_i]$  et sur lequel la dérivée partielle  $(\partial P / \partial V)_T$  est nulle en tout point.
- Le dernier que nous appellerons  $[t_1, t_2]$  et sur lequel la dérivée partielle  $(\partial P / \partial V)_T$  est relativement forte et ne s'annule en aucun point.

$[\Delta t_i]$  apparaît ainsi comme le seul intervalle de temps sur lequel la pression intérieure ( $P_{int}$ ) conserve une valeur constante alors que la pression extérieure ( $P_{ext}$ ), qui ne cesse d'augmenter, ne cesse également d'entraîner une diminution du volume de  $S$ .

\* Tirée de EHLERS E.G. (1972) *The interpretation of geological phase diagrams.*

L'expérience montre aussi que la durée de  $[\Delta t_i]$  est assortie de deux caractéristiques importantes :

- En premier lieu, on constate qu'elle coïncide avec la durée de la coexistence, au sein de  $S$ , de deux phases (vapeur et liquide) qui sont en équilibre.

- En second lieu, on constate qu'elle peut être d'autant plus brève que l'isotherme choisie pour la conduite de l'opération est elle-même proche de  $374^\circ\text{C}$ .

Lorsque cette valeur est atteinte, la durée de  $[\Delta t_i]$  peut éventuellement être réduite à zéro et on observe alors que la valeur de la pression interne ( $P_{\text{int}}$ ) est de 218 Atm.

Par définition, on dit que les valeurs  $374^\circ\text{C}$  et 218 Atm correspondent respectivement à la température critique et à la pression critique du constituant  $\text{H}_2\text{O}$ .

Cela signifie aussi que pour toute valeur de  $T_{\text{int}}$  supérieure à  $374^\circ\text{C}$ , ou pour toute valeur  $P_{\text{int}}$  supérieure à 218 Atm, la valeur de la dérivée partielle  $(\partial P/\partial V)_T$  ne s'annule jamais ou, ce qui revient au même, que l'existence d'un  $[\Delta t_i]$  défini comme nous l'avons fait ci-dessus devient impossible.

Ces considérations découlent donc d'observations qui sont relatives à la pression intérieure ( $P_{\text{int}}$ ) et au volume ( $V$ ) du système  $S$  lorsque la variation de l'un de ces paramètres est envisagée en fonction de la variation de l'autre.

Mais il est à noter que l'on aboutit à localiser la même température critique  $T_C = 374^\circ\text{C}$  et la même pression critique  $P_C = 218\text{ Atm}$  lorsque l'on envisage la diminution de  $[\Delta t_i]$  sur un diagramme (fig. 16) où l'entropie serait portée de façon continue en abscisse et la température intérieure en ordonnée.

Sur un tel diagramme, c'est la pression intérieure qui n'intervient que par quelques valeurs discrètes et ce sont respectivement les paramètres temps, température extérieure et pression extérieure qui doivent être

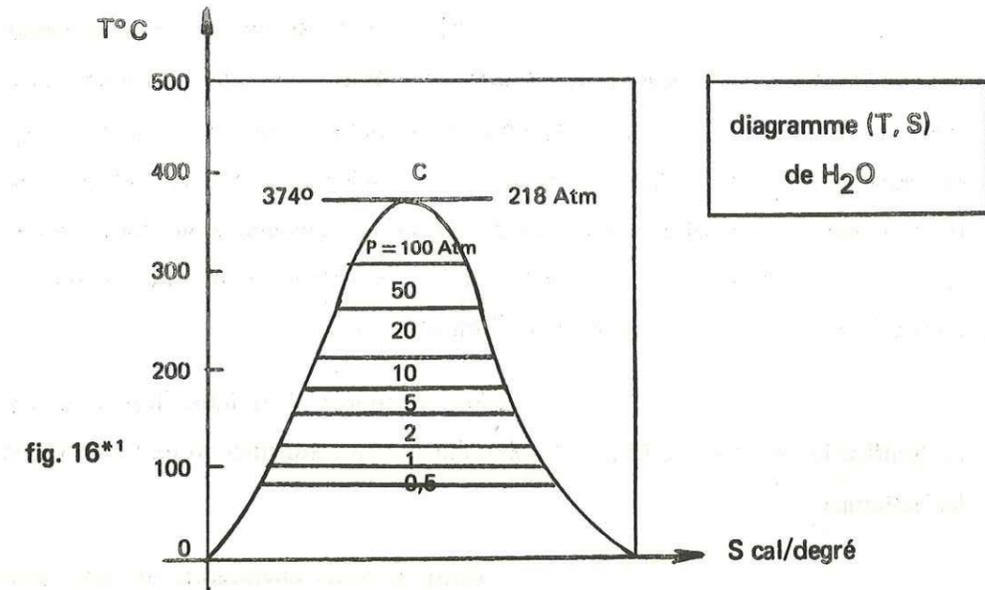


fig. 16\*1

tenus pour des sous-entendus puisqu'ils ne sont pas représentés concrètement.

Il est commode de regrouper ces deux types de constatations sur un diagramme unique (fig. 17) où les paramètres mesurés avec le maximum de continuité sont respectivement la température intérieure de  $S$  (généralement portée en abscisse) et la pression intérieure (généralement portée en ordonnée).

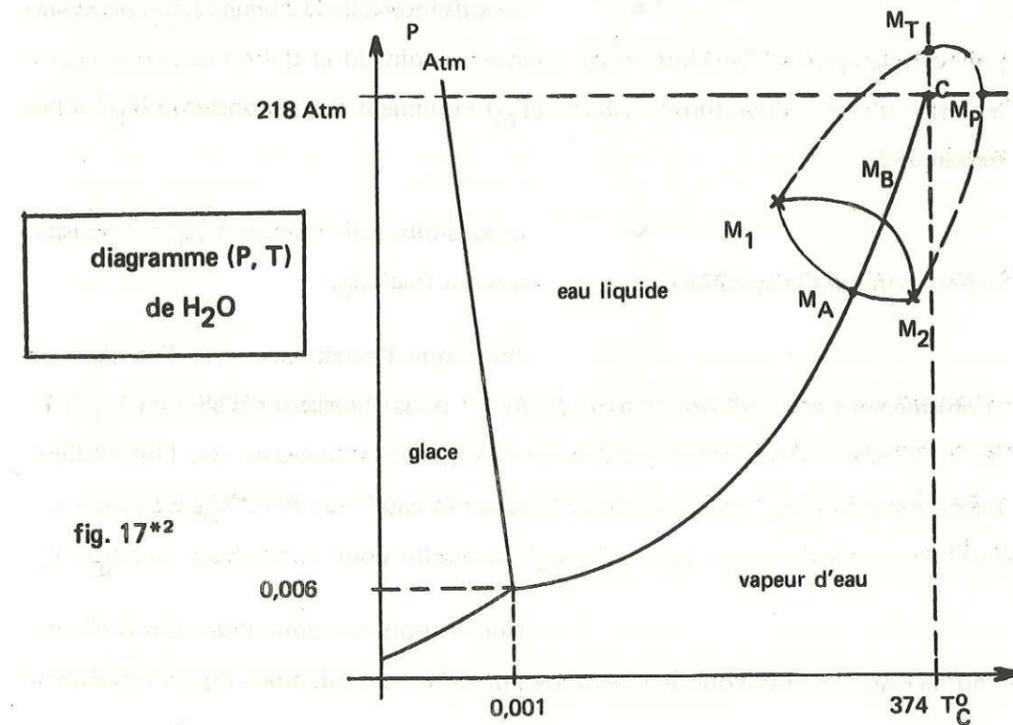


fig. 17\*2

\*1 Tirée de FLEURY P et MATHIEU, J.P. (1954) : Chaleur, Thermodynamique, Etats de la matière  
 \*2 Tirée de KRAUSKOPF KB (1967) Introduction to Geochemistry

Dans cette représentation, plus synthétique que les précédentes et aussi plus conforme aux habitudes que nous avons prises, nous pouvons repérer un point fondamental qui porte le nom de point triple  $M_T$  et qui nous rappelle l'existence éventuelle d'un intervalle de temps  $[\Delta t_i]$  de valeur positive sur lequel la coexistence des trois phases solide, liquide et vapeur est possible. Il faut et il suffit pour qu'il en soit ainsi qu'à tout instant  $t$  de ce  $[\Delta t_i]$  la valeur de  $P$  int soit égale à 0,006 Atm et celle de  $T$  int à 0,001° C.

Sur la courbe d'équilibre liquide-vapeur, la signification du point critique  $M_C$  peut elle-même s'exprimer en termes d'intervalles de temps.

Ainsi, si nous envisageons de faire passer le système d'un état  $M_1$  à un état  $M_2$  (tels que choisis sur la figure 17) nous savons qu'il nous faudra un certain intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  lui-même décomposable en trois parties qui seront respectivement :

- le sous-intervalle de temps  $[t_1, t_i]$  nécessaire pour conduire le système du point initial  $M_1$  à un point quelconque  $M$  situé sur la courbe de transition liquide-vapeur.
- le sous-intervalle de temps  $[\Delta t_i]$  nécessaire pour que le système franchisse cette courbe au point  $M$  et qui est caractérisé par le maintien d'une température constante ( $T_M$ ) et d'une pression constante ( $P_M$ ) à l'intérieur de  $S$ .
- le sous-intervalle de temps  $[t_i, t_2]$  nécessaire pour conduire le système du point  $M$  au point final  $M_2$ .

Ainsi que l'expérience nous l'enseigne, si, conformément aux indications de la figure 17 nous choisissons d'aller de  $M_1$  à  $M_2$  par le chemin B plutôt que par le chemin A, nous constatons que l'intervalle de temps minimal  $[\Delta t_i]$  nécessaire pour traverser la courbe au point  $M_B$  est moins long que l'intervalle de temps minimal  $[\Delta t_i]$  nécessaire pour la traverser au point  $M_A$ .

Nous retrouvons donc l'idée d'une diminution de  $[\Delta t_i]$  à mesure que le franchissement de la courbe liquide-vapeur est effectué

en un point  $M$  plus éloigné du point triple, et précisément, le point critique  $M_C$  est celui pour lequel cet intervalle de temps minimal  $[\Delta t_i]$  devient égal à zéro.

Partant de cette constatation, nous pouvons nous demander ce qu'il advient de  $[\Delta t_i]$  sur un itinéraire tel que celui figuré en pointillé sur la figure 17 et qui conduit le système de  $M_1$  à  $M_2$  par les deux points intermédiaires  $M_T$  et  $M_P$  entre lesquels son état est supercritique.

Pour essayer d'en juger, nous désignerons encore par  $[t_1, t_2]$  l'intervalle de temps nécessaire au système pour passer de l'état  $M_1$  à l'état  $M_2$  et nous le diviserons comme à l'accoutumée en trois intervalles de temps consécutifs auxquels nous donnerons les définitions respectives suivantes :

- $[t_1, t_i]$  est le sous-intervalle de temps sur lequel le système franchit ce que nous appellerons l'intervalle d'état  $[M_1, M_T]$ . Nous remarquerons alors qu'à tout instant  $t$  de  $[t_1, t_i]$ , tout système élémentaire de  $S$  est à l'état liquide.
- $[\Delta t_i]$  est le sous-intervalle de temps sur lequel le système franchit l'intervalle d'état  $[M_T, M_P]$ . La relation qui existe entre l'un et l'autre de ces deux intervalles s'exprime par le fait que pour tout instant  $t$  de  $[\Delta t_i]$  tout système élémentaire de  $S$  est à l'état supercritique, c'est-à-dire ni liquide ni vapeur.
- $[t_i, t_2]$  est le sous-intervalle de temps sur lequel le système franchit l'intervalle d'état  $[M_P, M_2]$ . Ici, le phénomène remarquable est alors qu'à tout instant  $t$  de  $[t_i, t_2]$  tout système élémentaire de  $S$  est à l'état de vapeur.\*

En résumé, et quel que soit le chemin emprunté pour aller de  $M_1$  à  $M_2$ , nous voyons donc que le sous-intervalle de temps minimal  $[\Delta t_i]$  reste celui qui est nécessaire pour que le système passe d'un état entièrement liquide à un état entièrement vapeur.

Nous sommes donc en mesure de distinguer maintenant trois espèces bien différentes d'intervalles de temps  $[\Delta t_i]$ , puisque, en effet, l'une de ces espèces est nécessairement associée à un intervalle d'état d'où les

\* Certains auteurs (notamment aux U.S.A.) réservent le nom de gaz aux systèmes supercritiques et le nom de vapeur implique (comme nous l'avons admis ici) que le système auquel il se rapporte se trouve à une pression nécessairement inférieure à la pression critique.

deux autres espèces se trouvent alors automatiquement exclues.

1ère ESPECE : Lorsque le passage de l'état entièrement liquide à l'état entièrement vapeur s'effectue en un point tel que  $M_A$  du diagramme (P, T) il nécessite un intervalle de temps  $[\Delta t_i]$  dont la valeur minimale est positive et dont chaque instant t est caractérisé par la présence d'une phase liquide et d'une phase vapeur qui coexistent en équilibre.

2ème ESPECE : Lorsque le passage de l'état entièrement liquide à l'état entièrement vapeur s'effectue au point critique  $M_C$  du diagramme (P, T) la valeur minimale de  $[\Delta t_i]$  devient nulle, et si sa valeur réelle ne l'est pas, cela signifie que la pression et la température ont été maintenues à leurs valeurs critiques respectives d'une façon qui ne présente cependant aucun caractère de nécessité.

3ème ESPECE : Lorsque le passage de l'état entièrement liquide à l'état entièrement vapeur s'effectue sur un intervalle d'état super-critique tel que  $[M_T, M_P]$  il entraîne l'existence d'un intervalle de temps  $[\Delta t_i]$  tel qu'en chacun des points de celui-ci il n'existe à l'intérieur du système ni phase liquide ni phase vapeur.

On observera à cet effet que si le concept de l'antimatière paraît lié à un contexte d'espace-temps englobant la notion de point critique, il implique pour ce contexte lui-même l'existence d'un centre de symétrie.

Ici même, nous remarquerons que si la valeur minimale de  $[\Delta t_i]$  diminue, tout en restant positive, depuis le point triple  $M_T$  où elle peut être relativement grande, jusqu'au point critique  $T_C$  où elle devient nulle, alors on peut se demander si, par extrapolation, elle ne deviendrait pas négative au delà de  $[\Delta t_i]$  donnant ainsi au point critique  $T_C$  le rôle d'un centre de symétrie plus important que ceux auxquels nous sommes accoutumés puisque le temps lui-même n'échapperait pas à ses effets.

Nous nous contenterons cependant de poser la question sans essayer de l'approfondir et pour en revenir aux problèmes plus immédiats qui ici même nous préoccupent, il semble que nous puissions dégager des constatations faites précédemment l'enseignement suivant :

Lorsque sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  on applique à un système une contrainte extérieure de pression et/ou de température qui se trouve être une fonction continue du temps, la réaction de ce système dépend elle-même de sa situation par rapport à son point critique.

- Si la pression et/ou la température intérieures de ce système sont supérieures à leurs valeurs critiques respectives, alors, leur variation avec le temps est celle d'une fonction continue et strictement monotone.

- Si la pression et la température intérieures de ce système restent au contraire inférieures à leurs valeurs critiques respectives, alors leur variation avec le temps est celle d'une fonction continue mais non strictement monotone, puisqu'elle est en effet ponctuée de deux points d'inflexion entre lesquels se situe un palier.

Ce palier fait donc apparaître une interruption momentanée dans d'adaptation d'un système aux contraintes extérieures qui lui sont appliquées et, puisque cette interruption est elle-même caractéristique de tel ou tel système, nous pouvons dire qu'elle équivaut à un phénomène d'irréversibilité dont l'origine paraît se situer dans les systèmes eux-mêmes.

Nous allons examiner maintenant ce qu'il semble utile de retenir des irréversibilités dont l'origine serait extérieure aux systèmes que nous prenons en considération, et ensuite, nous essaierons de dégager ce que l'ensemble de ces deux notions peut avoir d'important pour notre compréhension de l'évolution de la Terre.

### C. LES IRRÉVERSIBILITÉS DONT L'ORIGINE EST EXTÉRIEURE AUX SYSTEMES QUE NOUS CONSIDÉRONS

Lorsque, en soufflant dans un tube de verre, nous envoyons de l'air dans le fond d'un récipient préalablement rempli d'eau (fig. 18) nous avons l'impression que la phase gazeuse remonte immédiatement vers la surface, c'est-à-dire vers l'endroit d'où elle était primitivement partie.

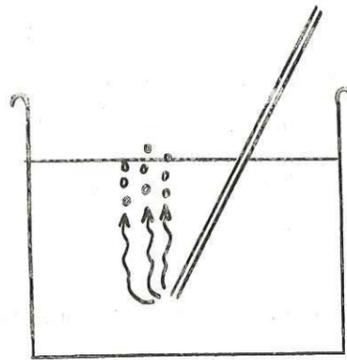


fig. 18

Nous savons aussi que ce phénomène est dû à l'inégalité des volumes massiques des deux phases mises en contact, et nous considérons donc comme normal que l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  nécessaire à un échantillon élémentaire de phase gazeuse (nous l'appellerons  $Se$ ) pour parcourir un cycle complet soit d'une durée relativement courte.

Cet intervalle de temps n'en est pas moins constitué de trois parties consécutives que, conformément à nos habitudes, nous pouvons écrire respectivement :

1●  $[t_1, t_i]$  qui est le sous-intervalle de temps pendant lequel le système élémentaire  $Se$  se rend vers la profondeur maximale qu'il atteindra au sein du liquide (nous l'appellerons aussi altitude minimale).

2●  $[\Delta t_i]$  qui est le sous-intervalle de temps pendant lequel  $Se$  réside à l'altitude minimale.

3●  $[t_i, t_2]$  qui est le sous-intervalle de temps pendant lequel  $Se$  remonte depuis l'altitude minimale jusqu'à la surface.

Un tel découpage pourrait sembler banal, et même inutile, s'il ne débouchait automatiquement sur quelques questions fondamentales auxquelles, comme nous allons le voir, il n'est pas toujours aisé de répondre. Examinons en effet quelques unes de ces questions.

1ère QUESTION : Pour commencer, nous pouvons nous demander ce qu'il adviendrait des systèmes gazeux que nous envoyons dans l'eau si leur volume massique ne différait de celui de  $H_2O$  que d'une quantité infinitésimale

au lieu d'en différer largement comme cela se trouve être le cas dans la réalité.

En effet, le problème est alors de savoir s'ils remonteraient vers la surface ou si, au contraire, ils resteraient au sein de l'eau.

Apparemment, il semble que la réponse à cette question dépende de la viscosité de l'eau et nous pouvons dire que dans la mesure où celle-ci serait idéalement fluide, il n'y aurait aucun obstacle mécanique à ce que n'importe quel constituant puisse s'en dégager dès l'instant que son volume massique dépasserait celui de  $H_2O$ , fût-ce d'une quantité infinitésimale.

Si donc nous transposons cette proposition à un niveau plus général en remplaçant le gaz par un système géologique  $S_1$  de densité  $D_1$  et l'eau par un système géologique  $S_2$  de densité  $D_2 > D_1$ , nous pouvons en conclure que si  $D_2$  ne différait de  $D_1$  que d'une quantité infinitésimale, l'ascension de  $S_1$  dans  $S_2$  serait impossible puisque  $S_2$  (à l'image de tous les systèmes géologiques que nous connaissons) ne saurait être idéalement fluide.

2ème QUESTION :

Demandons nous maintenant si la masse d'un système gazeux que nous envoyons dans l'eau a une influence sur son aptitude à remonter vers la surface. Faut-il en effet que cette masse ait une certaine valeur minimale, ou bien suffit-il au contraire qu'un  $Se$  apparaisse au sein de l'eau en quantité infinitésimale pour qu'aussitôt il puisse s'en dégager.

Ici encore, la réponse dépend de la viscosité de l'eau, et si celle-ci était nulle, tout  $Se$  quelle que soit sa masse pourrait se frayer un chemin ascendant au sein de  $H_2O$ , dès l'instant que son volume massique serait supérieur à celui de  $H_2O$ , fût-ce (comme nous l'avons vu ci-dessus) d'une quantité infinitésimale.

En transposant cette seconde constatation au niveau des deux systèmes géologiques  $S_1$  et  $S_2$  envisagés plus haut, nous pouvons conclure que l'ascension de  $S_1$  dans  $S_2$  n'est possible que si la masse de  $S_1$  a atteint une valeur minimale au-dessous de laquelle l'imparfaite fluidité de  $S_2$  transforme l'état d'instabilité mécanique de  $S_1$  dans  $S_2$  en un état de métastabilité.

3ème QUESTION :

A présent, imaginons (fig. 19) que le récipient dans lequel nous insufflons de l'air ne soit rempli d'eau liquide que dans sa partie inférieure et que sa partie supérieure soit occupée par de la glace. Supposons aussi que, dans l'opération de refroidissement local, nous ayons pris les précau-

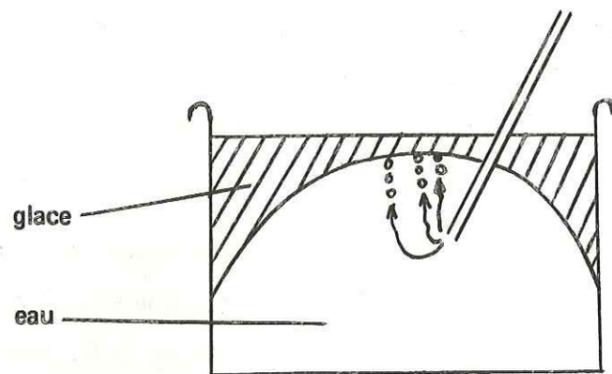


fig. 19

tions expérimentales nécessaires pour que la surface de contact entre l'eau liquide et la glace apparaisse avec une forme comparable à celle représentée sur la figure.

Dans ce cas, que va-t-il advenir des gaz qui arrivent au sein du liquide par l'orifice inférieur du tube de verre ?

La réponse à cette question est assez simple dans son principe, puisque nous voyons les bulles amorcer un mouvement ascendant au sein du liquide. Cependant, lorsqu'ils entrent en contact avec la glace, celle-ci paraît constituer un obstacle à leur avancement et on constate qu'ils s'accumulent dans les niveaux les plus élevés de la fraction liquide où ils peuvent demeurer assez longtemps si rien ne vient les en libérer.

En fait et à la condition qu'ils disposent du temps nécessaire, ils se dégageront tout seuls de cette position (qui du point de vue de la mécanique n'est que métastable) en cheminant très lentement et dans le sens ascendant à l'intérieur de la glace.

Mais avant même que ce processus d'auto-libération soit achevé, il est également possible qu'un autre phénomène intervienne et qu'il contribue au dégagement de la phase gazeuse. Parmi ces phénomènes, qui

d'ailleurs peuvent intervenir plus ou moins simultanément, nous retiendrons notamment les suivants :

- fusion complète de la glace
- rupture d'étanchéité du contact glace-tube de verre
- fissuration locale de la glace
- soulèvement général de la glace

Pour mieux juger de l'ordre de priorité susceptible de s'établir ainsi entre ces différentes éventualités, nous allons relater ci-dessous une expérience un peu différente de celle-ci dans son aspect, mais assez comparable dans son principe.

4ème QUESTION :

Considérons en effet un autoclave muni d'une soupape de sécurité et supposons que nous le placions sur un réchaud à gaz après l'avoir en grande partie rempli d'eau et après avoir soigneusement fermé son couvercle.

Imaginons alors ce qui peut arriver dans l'hypothèse où la soupape de sécurité se trouverait bloquée alors que, consécutivement à l'opération de chauffage, de la vapeur d'eau prendrait naissance au sein de la phase liquide.

D'un point de vue tout à fait théorique, et sans préjuger des priorités susceptibles de s'établir naturellement entre elles, les principales éventualités auxquelles nous pouvons songer sont approximativement les suivantes :

- 1● Résistance systématique de toute partie du récipient aux contraintes de pression et de température qui lui sont appliquées ;
- 2● Lente pénétration de la vapeur d'eau à travers le couvercle (ou les parois) ;
- 3● Rupture de la soupape de sécurité et évacuation de la vapeur d'eau par le chenal ainsi ouvert ;

4° Rupture localisée du couvercle et évacuation de la vapeur d'eau par le chenal ainsi ouvert ;

5° Rupture généralisée du couvercle et évacuation de la vapeur d'eau par les chenaux ainsi ouverts.

Dans la mesure où une explosion s'est effectivement produite, le constat que nous pouvons établir repose lui-même sur les propositions suivantes :

1ère PROPOSITION : Désignons par  $[t_1, t_2]$  l'intervalle de temps séparant l'instant  $t_1$  où nous commençons l'expérience et l'instant  $t_2$  où nous constatons les dégats.

Nous pouvons dire que si l'hypothèse n°1 avait été vraie en tout point  $t$  de l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  il n'y aurait pas eu d'explosion.

Et cependant, il nous faut ajouter que si cette même hypothèse avait été fautive pour tout point  $t$  appartenant à  $[t_1, t_2]$ , il n'y aurait pas eu d'explosion non plus.

Nous devons donc en conclure que l'hypothèse n°1 a été vraie sur une partie de  $[t_1, t_2]$  et fautive sur une autre partie.

En essayant alors de situer de façon plus précise l'ordre dans lequel il convient de ranger ces parties, nous sommes de nouveau conduits à diviser l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  en trois sous-intervalles successifs, c'est-à-dire :

•  $[t_1, t_i]$  : intervalle de temps antérieur à l'explosion et donc caractérisé par le fait que l'hypothèse n°1 est vraie en chacun de ses instants.

•  $[\Delta t_i]$  : intervalle de temps correspondant à l'explosion proprement dite et donc caractérisé par le fait que l'hypothèse n°1 est fautive en chacun de ses instants.

•  $[t_i, t_2]$  : intervalle de temps postérieur à l'explosion et donc caractérisé par le fait que l'hypothèse n°1 redevient vraie en chacun de ses instants.

2ème PROPOSITION : Les remarques que nous venons de formuler concernaient l'hypothèse n°1. Si maintenant nous nous intéressons à l'hypothèse n°2, nous pouvons dire que le processus qu'elle implique présente la particularité de ne pas laisser de trace évidente de sa réalisation. Ce qui le distingue fondamentalement des processus impliqués par les hypothèses 3, 4 et 5 qui, en revanche ne présentent pas cette particularité. Nous nous bornerons pour l'instant à cette constatation et nous verrons plus loin l'incidence que peuvent avoir dans le domaine de la géologie des mécanismes de ce type.

3ème PROPOSITION : Le processus envisagé dans l'hypothèse n°3 est celui qui s'éloigne le moins de ce que nous considérons comme le fonctionnement normal du récipient. Il n'en diffère que par un certain retard, lequel est responsable de dégats que nous pouvons juger relativement minimes par rapport à ceux que nous constaterons dans les hypothèses 4 et 5.

4ème PROPOSITION : Pour des raisons que nous saisissons mieux un peu plus loin, le processus décrit dans l'hypothèse n°4 est peut être aussi celui qui correspond le mieux à certains phénomènes concrets (et relativement bien visibles) de la géologie. Nous aurons donc l'occasion de réexaminer son cas assez longuement.

5ème PROPOSITION : L'hypothèse n°5 repose sur un processus qui mérite que nous nous arrêtions un instant sur sa définition. En effet, que faut-il entendre par rupture généralisée du couvercle, cela signifie-t-il qu'il est brisé en un très grand nombre de morceaux, à la manière d'un puzzle ? Peut être, mais alors si nous fixons notre attention sur l'un quelconque de ces morceaux, lui-même ne vérifie pas cette hypothèse n°5, et nous ne pouvons donc pas qualifier de rupture générale.

ralisée le phénomène dont le couvercle a été l'objet. Il s'agit en réalité d'une rupture assez analogue à celle envisagée sous le n° 4, à ceci près qu'elle est désormais un peu moins étroitement localisée.

Nous pouvons alors nous demander si les ruptures généralisées sont concevables et surtout si elles existent vraiment. La réponse à cette question est cependant affirmative et, pour mieux en juger nous allons préciser ce que recouvre exactement cette notion.

Dans l'exemple que nous venons d'envisager (couvercle brisé) nous avons vu qu'un morceau quelconque, de par son existence, rend l'hypothèse n° 5 inexacte et démontre du même coup la non généralisation du phénomène de rupture.

En d'autres termes, nous voyons donc que pour qu'il y ait véritablement rupture généralisée, il faudrait que sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  défini plus haut, le couvercle du récipient ait été brisé de telle façon que chacun de ses systèmes élémentaires, si petit fût-il, eût été effectivement séparé de n'importe lequel de ses voisins.

Mais en examinant cette proposition de plus près, nous sommes conduits à constater qu'une rupture généralisée se confond alors nécessairement avec une réaction chimique.

En effet, lorsque sur  $[t_1, t_2]$  le système pris en considération (en l'occurrence le couvercle du récipient) se trouve brisé sans que pour autant il ne soit le siège d'une réaction chimique, cela veut dire aussi que tout système élémentaire considéré à l'instant  $t_2$  représente la même phase chimique que celle qu'il représentait déjà à l'instant  $t_1$ .

Il n'existe alors aucune preuve de rupture généralisée à l'intérieur de l'un quelconque des systèmes élémentaires, et, par voie de conséquence, nous ne pouvons conclure à une rupture généralisée du système global.

Inversement, lorsque sur  $[t_1, t_2]$ , le système global devient le siège d'une réaction chimique, nous pouvons dire que tout système

élémentaire considéré à l'instant  $t_2$  représente une phase chimique différente de celle qu'il représentait à l'instant  $t_1$ . Il en résulte que même à l'intérieur de l'un quelconque des systèmes élémentaires, il y a eu rupture généralisée puisque, dans chacune des molécules initiales, certaines liaisons ont été rompues. Par sommation, le processus de rupture généralisée devient donc vrai à l'échelle du système global.

Ces considérations sont importantes pour la géologie dans la mesure où les phénomènes qui régissent la distribution des matériaux constitutifs de notre planète doivent conduire tout à la fois à effacer les déséquilibres mécaniques qui peuvent exister entre eux mais aussi les déséquilibres thermodynamiques.

Supposons en effet qu'à un instant  $t$  déterminé, deux constituants A et B se trouvent en contact l'un avec l'autre à l'intérieur de notre planète et qu'il y ait entre eux le double déséquilibre suivant :

- 1● Un déséquilibre mécanique dû à une différence de volumes massiques entre A et B.
- 2● Un déséquilibre thermodynamique dû à une (ou plusieurs) différences de potentiels chimiques entre A et B.

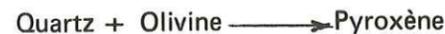
Le problème qui se pose alors est de savoir si les phénomènes qui, postérieurement à  $t_1$ , vont régir l'évolution du système  $S$  contenant A et B auront pour effet d'éliminer préférentiellement le déséquilibre mécanique ou bien au contraire le déséquilibre thermodynamique.

Nous allons voir que la réponse à cette question rejoint très directement la proposition générale A (que nous avons adoptée à la page 15) mais aussi qu'elle permet de distinguer parmi les réactions chimiques qui se produisent au sein de la Terre celles que nous qualifierons de primordiales et celles que nous qualifierons de secondaires.

Conventionnellement, nous pourrions dire que les premières vont dans le sens de l'évolution globale de la Terre alors que les secondes vont dans le sens opposé. Nous nous proposons donc de consacrer le paragraphe qui suit à cette importante question.

#### D. LES TRANSFORMATIONS PRIMORDIALES ET LES TRANSFORMATIONS SECONDAIRES

Pour commencer, nous fixerons notre attention sur un exemple particulier que nous avons déjà utilisé à d'autres fins (page 81), celui de la transformation minéralogique :



Nous savons que sur la majeure partie d'un domaine (P, T) de dimensions géologiques, c'est la réaction directe qui est thermodynamiquement réalisable, alors que la réaction inverse ne l'est elle-même que sur une petite partie de ce domaine.

Nous savons aussi (page 83) que la transformation inverse est cependant mieux adaptée aux contraintes fondamentales qui ont pu exister et qui existent encore au sein de la Terre et pour cette raison, c'est elle que nous allons prendre en compte en premier lieu.

Ceci nous conduit donc à envisager la réaction :



et à nous interroger à son sujet sur la question suivante :

Dans les conditions standard ( $P_0, T_0$ ), il existe entre le quartz et l'olivine une différence de densité (et donc de volumes massiques) et, conformément à l'un des postulats que nous avons adoptés précédemment (page 82) nous admettons que cette différence conserve son signe dans toute partie d'un domaine (P, T) de dimensions géologiques.

Il en résulte que les minéraux quartz d'une part et olivine d'autre part ont donc une tendance naturelle à se séparer le long d'une verticale terrestre de telle façon que l'altitude finale du quartz sera supérieure à l'altitude finale de l'olivine.

Plus précisément, nous pouvons dire que la transformation :



n'est véritablement efficace que dans la mesure où cette séparation mécanique de l'olivine et du quartz intervient avant que l'assemblage olivine + quartz ne se trouve placé dans la partie du domaine (P, T) qui serait thermodynamiquement favorable à leur réaction mutuelle, c'est-à-dire au rétablissement du pyroxène.

A ce propos, il semble que l'actuelle distribution des principales phases minéralogiques qui constituent la Terre puisse s'interpréter, dans le cadre des mécanismes que nous avons invoqués antérieurement, comme la preuve que ce critère d'efficacité auquel nous venons de faire allusion ici a bien été satisfait.

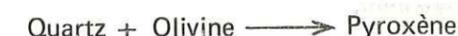
En termes plus concrets et compte-tenu de ce que la définition d'un système peut elle-même s'exprimer au moyen des masses, il semble que nous puissions donner à cette proposition la traduction suivante :

Nous dirons qu'à l'intérieur de notre planète, si nous considérons un système géologique moyen  $S_M$  défini par sa masse M, il est vraisemblable que sur un intervalle de temps quelconque  $[t_1, t_2]$  la masse totale d'olivine et de quartz produite dans  $S_M$  à partir de pyroxène est supérieure à la masse totale de pyroxène produite dans  $S_M$  à partir de quartz et d'olivine.

Par définition, nous préciserons alors que la transformation :



peut être tenue pour primordiale dans l'évolution de la Terre, et cela relativement à la transformation inverse :



qui en revanche peut donc être tenue pour secondaire.

Mais nous pouvons donner à cette proposition un énoncé beaucoup plus général en remplaçant la transformation particulière que nous venons d'envisager par une transformation que nous considérerons comme symptomatique du système théorique  $S$  défini aux pages 31 et 32 et qui, rappelons le, est représentatif de la Terre entière.

Nous écrirons donc cette transformation sous la forme conventionnelle :



en observant qu'elle s'effectue dans le sens direct ou dans le sens inverse suivant le signe de  $(\Delta G)$  qui lui-même est fonction de la valeur du couple  $(P, T)$ .

Désignons en effet par  $M$  la masse totale qui, au sein d'un système géologique moyen  $S_M$  serait concerné, sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  déterminé, soit par la transformation directe :



soit par la transformation inverse :



Si l'une de ces transformations conduit à un état final où l'intervalle maximal des volumes massiques est supérieur à ce qu'était l'intervalle maximal des volumes massiques dans l'état initial, nous dirons que cette transformation là peut être considérée comme primordiale dans l'évolution de la Terre, et cela relativement à son inverse qui, par compensation, peut donc être considéré comme secondaire.

Après avoir envisagé cette notion à travers une transformation très particulière d'abord et une transformation très théorique ensuite, nous allons à présent tenter de lui trouver une application qui soit tout à la fois assez concrète et assez générale pour qu'elle ait une véritable signification dans l'évolution de notre planète.

Pour ce faire et ainsi que nous en étions convenus dans les dernières lignes du Chapitre II, nous allons nous référer maintenant à la récente théorie des plaques et lui emprunter quelques données qui seront déterminantes pour la suite de notre exposé.

## 2ème PARTIE : LES IMPLICATIONS GÉOCHIMIQUES DE LA THÉORIE DES PLAQUES

### A. EXPOSE DU PROBLEME

Depuis une vingtaine d'années, la théorie des plaques a été élaborée progressivement, et elle se range désormais parmi les données classiques de l'étude des Sciences de la Terre puisqu'elle figure aujourd'hui aussi bien dans les programmes d'enseignement que dans les ouvrages destinés aux lecteurs non spécialistes.

Cependant elle débouche sur un important problème géochimique dont nous allons ci-après indiquer l'énoncé.

Considérons en effet les deux schémas maintenant bien connus (fig. 20 et 21) et qui se réfèrent l'un et l'autre à l'expansion de l'Océan Atlantique.

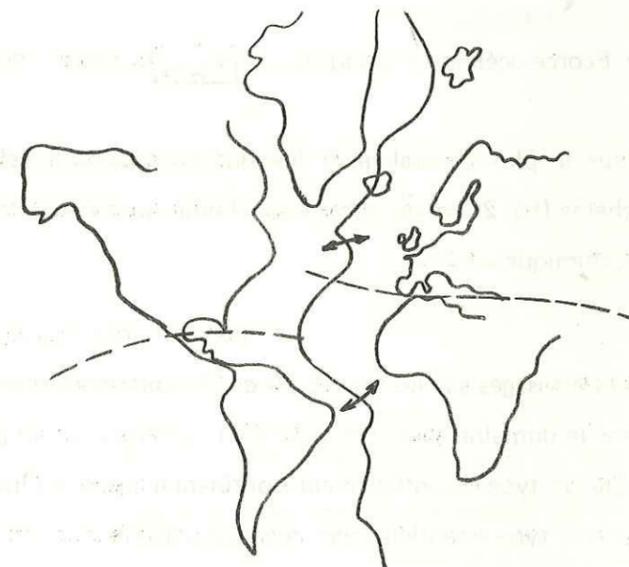


fig. 20

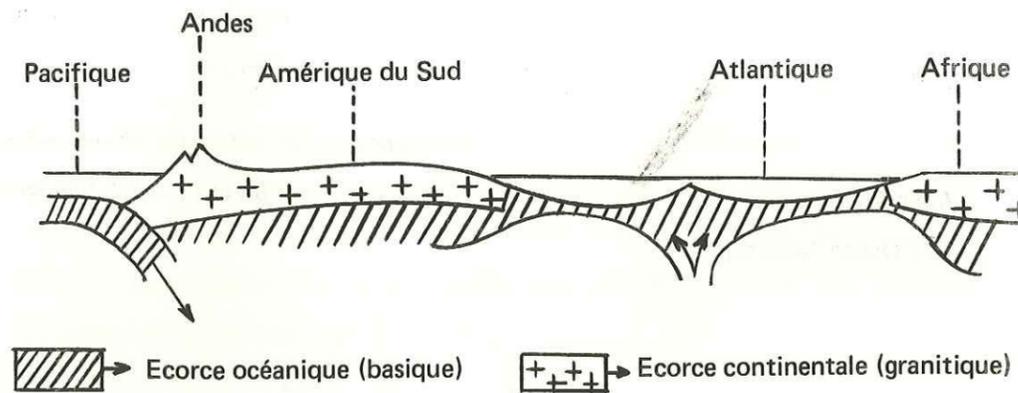
Le premier schéma (fig. 20) nous conduit à l'idée d'un instant initial  $t_i$  où une fissure est apparue au sein d'un continent pré-existant et d'un instant final  $t_f$  (en l'occurrence l'époque actuelle) où la même fissure

a atteint une largeur infiniment plus grande.

Sur l'intervalle de temps  $[t_i, t_j]$  il y a donc eu un mouvement d'écartement des lèvres de la fissure, et, à la surface de la Terre, cela s'est traduit par une augmentation de la surface séparant l'ensemble des plaques américaines d'une part de l'ensemble des plaques eurafricaines d'autre part.

En coupe verticale, et bien que les données dont nous disposons ne puissent guère dépasser quelques kilomètres de profondeur,

fig 21



le processus le plus généralement invoqué correspond à celui qui fait l'objet du second schéma (fig. 21) et au terme duquel nous nous trouvons placés devant l'implication géochimique suivante :

Lorsque nous regroupons par la pensée les mécanismes envisagés sur les figures 20 et 21 nous sommes conduits à nous demander si, dans le domaine spatial considéré ici, la Terre n'aurait pas produit une croûte superficielle de type essentiellement continental jusqu'à l'instant  $t_1$  et une croûte superficielle de type essentiellement océanique depuis ce même instant.

Mais nous savons aussi qu'il existe entre ces deux types de croûtes une différence chimique fondamentale puisque la première (croûte continentale) est composée de roches principalement acides alors que la seconde (croûte océanique) est composée de roches principalement basiques. La

question posée consiste donc à savoir si, de part et d'autre de cet instant  $t_i$ , les matériaux qui ont été évacués depuis l'intérieur de la Terre jusqu'à sa surface n'ont pas été différents chimiquement et cela de telle façon que  $t_i$  marquerait une discontinuité de composition dans le temps, tout comme la limite entre croûte continentale et croûte océanique marque une discontinuité de composition dans l'espace.

Avant de traiter de cette question plus en détails, il nous faut rappeler qu'une autre discontinuité de composition a également retenu l'attention des astronomes et des géochimistes, et notamment de ceux qui se sont penchés sur l'évolution initiale de la Terre, c'est-à-dire sur ce contexte d'espace et de temps où notre planète n'était encore qu'une Prototerre.

En effet, lorsque nous avons adopté plus haut (page 15) la proposition fondamentale A, nous avons admis que l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel nous envisagions de l'utiliser était aussi celui sur lequel notre planète avait évolué en système pratiquement fermé et donc n'avait pas subi de variation sensible de sa masse.

Ce qui l'opposait aussi à l'intervalle de temps  $[t_0, t_1]$  antérieur à  $[t_1, t_2]$  et sur lequel nous avons admis que la Terre avait acquis, par accréation, la totalité de sa masse.

Mais précisément, si nous nous référons aux hypothèses des astronomes et des géochimistes, il paraît vraisemblable qu'à la fin de cet intervalle de temps  $[t_0, t_1]$ , la masse de notre planète était infiniment supérieure à ce qu'elle était au début de  $[t_1, t_2]$  et donc de ce qu'elle est actuellement.

Ce qui impliquerait donc l'existence d'un intervalle de temps intermédiaire que nous appellerons  $[\Delta t_1]$  et sur lequel notre planète aurait perdu une fraction très importante de la masse qu'elle avait accumulée initialement.

Les raisons d'invoquer ce  $[\Delta t_1]$  relèvent de considérations sur lesquelles le déficit de la Terre actuelle en Hydrogène, Hélium et autres gaz légers, est extrêmement important (relativement à la composition moyenne

du système solaire et plus généralement de ce qui est connu de l'Univers) de sorte qu'il paraît impliquer, dans l'histoire de notre planète, une période de dégazage au cours de laquelle une masse considérable d'éléments légers aurait réussi à s'affranchir de l'attraction terrestre.

Nous retiendrons de cette hypothèse un premier point qui paraît remarquable et qui rejoint ce que nous avons déjà entrevu plus haut à propos de la distribution de volumes massiques et des entropies massiques.

Nous avons vu en effet que, relativement au critère de l'espace, les matériaux constitutifs de notre planète tendent à se distribuer, le long d'une verticale terrestre, de telle façon que leur distance au centre de la Terre atteint une valeur (d'équilibre) d'autant plus élevée qu'ils sont eux-mêmes un volume massique plus grand en même temps qu'une entropie massique plus grande.

Il est donc intéressant d'examiner, de ce point de vue, quelles seraient les positions de l'Hélium et de l'Hydrogène dans le tableau que nous avons dressé à la page 52 et dont le but final était de classer les matériaux constitutifs de la Terre par ordre d'entropies massiques décroissantes.

Or le complément auquel nous aboutirions se trouve résumé dans les données consignées ci-après :

Constituant	Entropie molaire	Masse molaire	Entropie massique
H <sub>2</sub>	31,21	2	15,6
He	30,13	4	7,6

et nous voyons donc que ces résultats viendraient se placer en tête du tableau général de la page 52 puisque l'entropie massique de l'hélium et à fortiori celle de l'hydrogène sont supérieures à toutes les entropies massiques que nous avons calculées précédemment.

Sachant d'autre part que les volumes massiques de l'hydrogène et de l'hélium sont respectivement égaux à 1/0,07 et à 1/0,14

alors que celui de l'air (mélange d'oxygène et d'azote) est pris pour unité, nous voyons aussi que dans l'atmosphère terrestre, l'hélium doit avoir tendance à se placer à une altitude supérieure à celle de l'air et l'hydrogène à une altitude supérieure à celle de l'hélium.

Mais cette loi reste relative aux phénomènes qui régissent la distribution des constituants terrestres dans l'espace et, dans le paragraphe qui suit, nous allons tenter de saisir maintenant ceux qui pourraient régir leur distribution en fonction du temps.

### B. LA DISTRIBUTION DES CONSTITUANTS TERRESTRES EN FONCTION DU TEMPS.

Si nous dressons un bilan des divers enseignements que nous avons retenus jusqu'ici au cours de ce troisième chapitre, nous arrivons à l'idée que l'évolution globale de la Terre pourrait obéir au principe suivant (fig. 22).

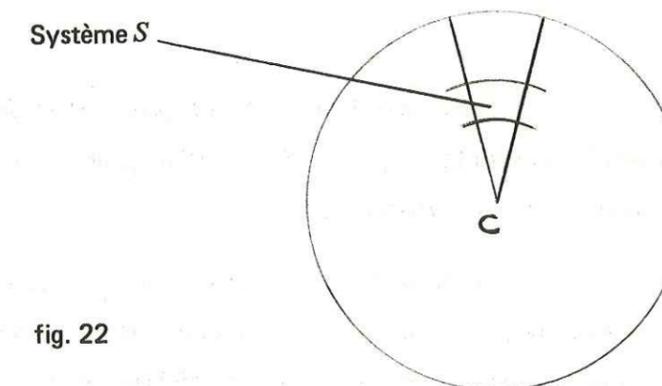


fig. 22

Tout d'abord et comme nous l'ont rappelé les expériences relatives précédemment, il apparaît que l'évacuation naturelle d'une partie S' d'un système S exige deux conditions préalables qui sont aussi deux conditions d'irréversibilité.

- La première est que la masse de  $S'$  ait atteint une certaine valeur minimale sans laquelle le déplacement de  $S'$  serait entravé par la résistance de son contexte extérieur.

- La seconde est que le volume massique de  $S'$  soit nettement inférieur à celui de  $S$ , faute de quoi le déplacement de  $S'$  serait également entravé par la résistance de son contexte extérieur.

En transposant le problème au niveau de la Terre tout entière, nous pouvons alors nous demander si la composition chimique moyenne des divers sous-systèmes de type  $S'$  n'évoluerait pas elle-même dans un sens bien déterminé lorsque nous l'envisageons en fonction du temps.

C'est donc pour obtenir une base de discussion qui puisse nous orienter dans l'examen de cette question que nous allons tenter d'envisager dans le cadre du système géologique  $S$  de la figure 22 ce que la pétrologie expérimentale actuelle semble nous indiquer quant au phénomène de fusion partielle.

Pour ce faire, imaginons un instant initial  $t_1$  où le système  $S'$  se trouverait entièrement à l'état solide et serait caractérisé tout à la fois par sa masse  $M$  ainsi que par sa composition moyenne  $R$  et son volume massique moyen  $V_M$ .

Nous concevons aisément que si la température et la pression appliquées à  $S$  augmentent à partir de cet instant  $t_1$ , une fusion locale puisse apparaître dans  $S$  au bout d'un certain temps.

Si nous désignons alors par  $t_i$  l'instant marquant le début de cette fusion, nous pouvons dire qu'il sépare deux intervalles de temps bien différents, et si nous convenons de les appeler respectivement  $[t_1, t_i]$  et  $[\Delta t_i]$  nous dirons que sur  $[t_1, t_i]$  il y a élasticité thermodynamique de  $S$  alors que cette proposition cesse d'être vraie sur  $[\Delta t_i]$ .

En effet, lorsqu'un phénomène de fusion partielle fait apparaître au sein d'un système solide initial  $S$  un sous-système  $S'$  qui est liquide et un sous-système  $S''$  qui reste solide, on constate généralement que le

volume massique de  $S'$  est supérieur à celui de  $S$  comme aussi à celui de  $S''$ .

Il est alors hautement probable que l'entropie massique de  $S'$  est elle aussi supérieure à celle de  $S$  comme à celle de  $S''$  et l'ensemble de ces deux considérations (celle relative aux volumes massiques et celle relative aux entropies massiques) démontrerait donc la non élasticité thermodynamique de  $S$  sur  $[\Delta t_i]$ .

D'autre part et ainsi que nous l'avons déjà vu au Chapitre II (page 77) le sous-système  $S'$  est alors mécaniquement instable dans  $S$  mais nous avons rappelé ci-dessus (page 114) que son évacuation effective ne peut être réalisée que dans la mesure où sa masse  $M'$  aura atteint une valeur minimale au dessous de laquelle le contexte dans lequel il se trouve placé résiste à son avancement.

Les dimensions de  $[\Delta t_i]$  ne peuvent donc pas être infinitésimales, et le problème qui se pose est de savoir quelle sera la composition moyenne de  $S'$  lorsqu'il pourra effectivement se déplacer vers les couches extérieures de la Terre.

Sur ce point, les données expérimentales nous enseignent que si la composition du système initial  $S$  peut être désignée symboliquement par la lettre  $R$ , la composition de  $S'$  est d'autant plus éloignée de  $R$  que la masse de  $S'$  est plus petite devant celle de  $S$ . Inversement, plus la masse de  $S'$  devient importante devant celle de  $S$ , plus la composition de  $S'$  tend vers  $R$  et cette composition est évidemment atteinte lorsque la fusion de  $S$  devient totale.

En langage géologique, nous pouvons alors préciser que la composition de  $S'$  se révèle d'autant plus acide (par rapport à celle de  $S$ ) que la masse de  $S'$  est plus petite devant celle de  $S$ .

On peut alors envisager deux processus assez différents pour tenter de saisir l'évolution de  $S$  postérieurement à l'instant  $t_1$  où nous l'avons pris en considération pour la première fois.

L'un de ces processus consiste à imaginer pour  $S$  une succession d'intervalles de temps de type  $[\Delta t_i]$  venant s'intercaler dans une succession d'intervalles de temps de type  $[t_1, t_i]$  et donc de telle façon que nous

aurions la suite :

$$[t_1, t_i]_1, [\Delta t_i]_1 ; [t_1, t_i]_2, [\Delta t_i]_2 ; \dots ; [t_1, t_i]_n, [\Delta t_i]_n$$

où chaque  $[\Delta t_i]$  correspondrait à la formation et à l'évacuation (au moins partielle) vers la surface de la Terre d'un sous-système dont la composition serait de plus en plus basique en fonction du temps.

L'autre processus consiste à imaginer que le même intervalle de temps total se décomposerait au niveau de  $S$  en deux périodes seulement en ce sens que nous aurions alors  $n = 1$ .

Pour juger plus commodément de la différence qui sépare ces deux mécanismes, nous pouvons nous reporter au schéma indiqué ci-après (fig. 23) et qui reprend tout en le complétant celui que nous avons esquissé plus haut (fig. 22).

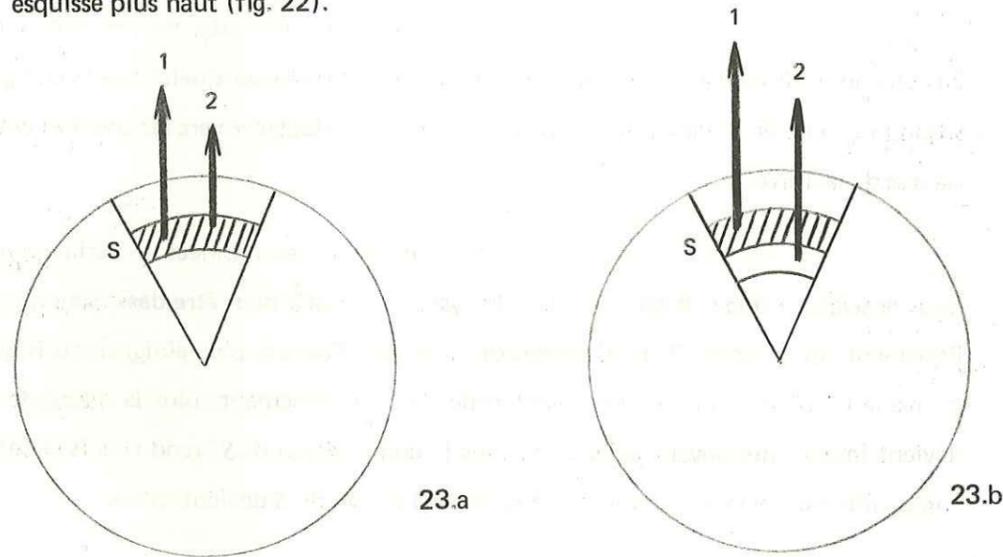


fig. 23

Les matériaux évacués sur les intervalles de temps  $[\Delta t_i]_1$  et  $[\Delta t_i]_2$  proviennent l'un et l'autre de  $S$ .

Seuls les matériaux évacués sur l'intervalle de temps  $[\Delta t_i]_1$  proviennent de  $S$ .

Supposons en effet que dans le secteur sphérique matérialisé sur la figure 23, le système  $S$  que nous prenions en considération à l'instant initial  $t_1$  corresponde à l'espace que nous avons repéré par des hachures.

Nous savons déjà que le phénomène de fusion partielle intervenant dans  $S$  ne peut donner lieu à une évacuation, sur  $[\Delta t_i]_1$ , d'un sous-système  $S'$  que si la masse de ce dernier a atteint une certaine valeur minimale  $M_{S'}$ .

A fortiori, cela fixe aussi une certaine valeur minimale  $M_S$  pour la masse initiale de  $S$  et nous avons nécessairement la relation :

$$M_S > M_{S'}$$

Le problème géochimique que nous devons résoudre est alors le suivant :

Supposons qu'au terme d'un intervalle de temps  $[t_1, t_i]_1$ , et donc sur un intervalle de temps  $[\Delta t_i]_1$ , le système  $S$  tel que nous l'avons défini ait été amputé d'une masse  $M'_{S'}$  consécutive à l'évacuation vers la surface de la Terre d'un sous-système  $S'$ .

Dans ces conditions, il nous faut savoir quelle sera la composition des matériaux qui parviendront vers la surface de la Terre postérieurement à  $[\Delta t_i]_1$  car en effet, un choix naturel doit nécessairement se produire entre deux phénomènes bien différents.

1 • Dans un premier cas, nous pouvons imaginer, par exemple, que postérieurement à  $[\Delta t_i]_1$ , il existe un intervalle de temps  $[t_1, t_i]_2$  sur lequel aucun matériau juvénile nouveau ne parvient à la surface de la Terre (dans le secteur sphérique considéré) alors même qu'un second sous-système (nous l'appellerons  $S''_1$ ) devient liquide au sein du système initial  $S$ . Dans cette hypothèse, nous arriverions à l'idée que sur un intervalle de temps  $[\Delta t_i]_2$  postérieur à  $[t_1, t_2]_2$ , et à la surface de la Terre, c'est le sous-système  $S''_1$  qui viendrait succéder directement aux matériaux précédemment venus de la profondeur et qui étaient constitués comme nous l'avons vu par le sous-système  $S'_1$ .

Par voie de conséquence, la composition de  $S''_1$  serait ainsi plus basique que celle de  $S'_1$  et dans la mesure où nous poursuivrions ce raisonnement sur des sous-systèmes  $S''_1, S'''_1, \dots, S^n_1$ , il nous faudrait admettre que l'un quelconque d'entre eux (nous l'appellerons  $S^i_1$  pour fixer les idées) parvien-

drait à la surface de la Terre directement après  $S_1^{i-1}$ , c'est-à-dire directement après son prédécesseur issu de  $S$ , mais avec une composition relative plus basique.

De cette façon, et après évacuation (vers l'extérieur ou vers l'intérieur de la Terre) de toute la matière contenue dans le système initial  $S$ , c'est un autre système initial qui serait à son tour concerné par le phénomène de fusion partielle, donnant lieu lui aussi à une même suite d'évacuation vers la surface de la Terre de sous-systèmes devenant de plus en plus basiques.

Au niveau des couches terrestres externes, la composition chimique moyenne des apports juvéniles montrerait alors, en fonction du temps, une périodicité dont l'allure pourrait ressembler à celle évoquée sur la figure 24.

2● Le second cas qu'il nous faut prendre en compte est celui où postérieurement à l'arrivée vers la surface de la Terre d'un premier système acide  $S'_1$ , les seconds matériaux parvenant à la surface de la Terre ne relèveraient pas d'un sous-système  $S''_1$  qui appartiendrait également à  $S$  (et dont la composition chimique moyenne serait donc plus basique que celle de  $S'_1$ ) mais relèverait au contraire d'un sous-système n'appartenant pas à  $S$  et dont la composition chimique moyenne pourrait être identique à celle de  $S'_1$ .

En prolongeant cette hypothèse à d'autres systèmes encore, nous voyons alors qu'à la surface de la Terre, et dans le secteur sphérique considéré sur la figure 23, l'arrivée de matériaux juvéniles acides appartenant ou n'appartenant pas à  $S$  précéderait l'arrivée de matériaux juvéniles basiques appartenant ou n'appartenant pas à  $S$ .

★ ★ ★

Néanmoins, et si nous comparons d'un peu plus près les deux mécanismes que nous venons d'opposer, il apparaît en fin de comptes que tout dépend de la masse (et donc de la dimension) du système initial  $S^*$ .

En effet, lorsque nous fixons notre attention sur la figure 23 où, rappelons le, la dimension initiale que nous choisissons pour

\* Cette discussion illustre de façon évidente, le principe que nous avons commenté au Chapitre II et selon lequel un système géologique doit être défini en termes de masse et non en termes d'atomes qui pourraient être repérés et suivis sur un intervalle de temps déterminé.

$S$  est arbitraire, il devient clair que le mécanisme n°2 se ramènerait au mécanisme n°1 dans la mesure où le système que nous prendrions en considération à l'instant  $t_1$  serait précisément plus grand que celui que nous avons choisi ici.

La différence apparaîtrait cependant sur la courbe indiquant la variation (en fonction du temps) de la composition chimique moyenne des systèmes juvéniles atteignant les couches externes de la Terre.

En premier lieu, et bien que la fonction resterait périodique, nous constaterions une augmentation de la période proprement dite et nous verrions à ce propos que la courbe obtenue précédemment (fig. 24) serait remplacée par la courbe représentée ci-après (fig. 25).

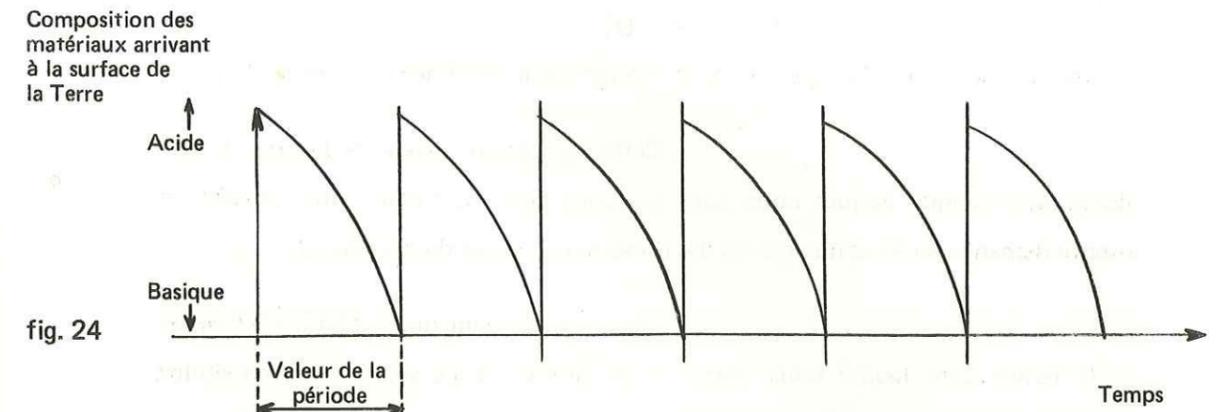


fig. 24

En second lieu, et en ne perdant pas de vue que la différence observée entre les figures 24 et 25 serait la conséquence immédiate de la différence envisagée sur les figures 23.a et 23.b, nous arriverions à l'idée suivante :

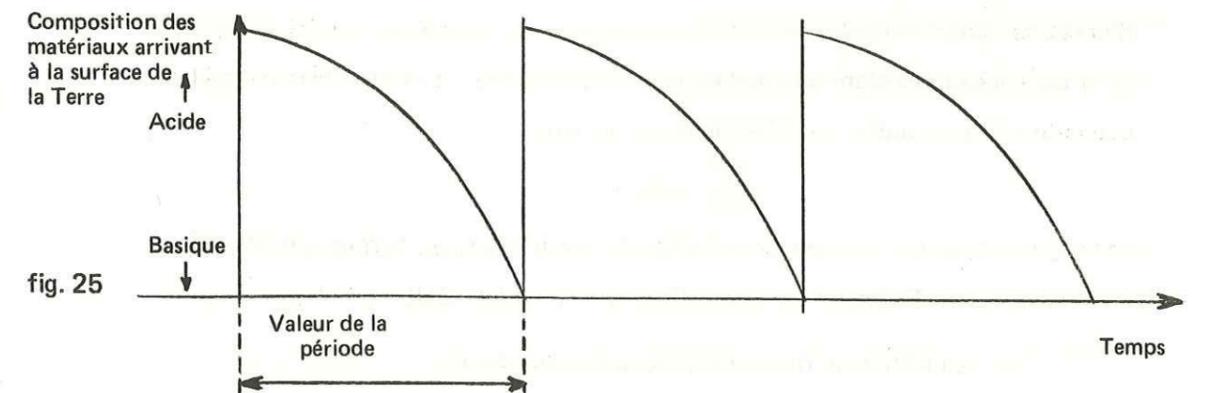


fig. 25

Sur chacune des figures 24 et 25, considérons deux périodes consécutives  $P_i$  et  $P_{i+1}$ .

Relativement à la figure 24, la quantité totale de matériaux juvéniles évacués vers la surface de la Terre sur la période  $P_i$  diffère de celle évacuée sur la période  $P_{i+1}$  d'une quantité que nous appellerons  $D_1^i$ .

Relativement à la figure 25, il existe une quantité que nous pouvons définir d'une manière similaire et que nous pouvons appeler  $D_2^i$ .

L'idée à laquelle nous sommes conduits équivaudrait alors à la proposition :

$$D_2^i > D_1^i$$

où chacune des quantités  $D_2^i$  et  $D_1^i$  serait évidemment exprimée en termes de masses.

Cette discussion revient à dire que le problème géochimique auquel nous nous trouvons désormais confrontés se confond essentiellement avec la connaissance des dimensions réelles du système  $S$ .

Mais il est évident que le contexte d'espace et de temps dans lequel nous vivons nous interdit, à ce sujet, toute possibilité d'observation directe et, en conséquence, ce n'est que par des moyens très détournés que nous pourrions tenter d'éclaircir le débat.

C'est ainsi que nous allons nous interroger maintenant sur la délicate question de la genèse des carbonates et, à partir des enseignements que nous pourrions en retirer, nous essaierons de repérer quelques jalons importants dans l'individualisation des principaux sous-systèmes terrestres de type  $S_1^i$  et dans les subdivisions auxquelles ils sont susceptibles de donner lieu lors de leur ascension vers les couches externes de notre planète.

### C. RECHERCHE DES PRINCIPALES SUBDIVISIONS SUSCEPTIBLES D'INTERVENIR A L'INTERIEUR D'UN SYSTEME GEOLOGIQUE INITIAL

#### a) LE PROBLEME DE LA GENESE DES CARBONATES

Nous avons l'habitude de voir dans la genèse

des carbonates le résultat logique du jeu de l'érosion et de la sédimentation telles qu'elles s'exercent actuellement à la surface de la Terre. Effectivement, et comme l'expérience nous l'enseigne, les eaux qui attaquent les silicates sont d'autant plus aptes à dissoudre le calcium qu'elles sont elles mêmes plus chargées en  $CO_2$  (ce qui est précisément le cas des eaux atmosphériques actuelles) et nous savons d'autre part que la majeure partie des roches exposées à l'érosion sont bien constituées de silicates.

Dans ces conditions, il est donc assez normal que, dans le cadre de son cycle atmosphérique, l'eau parvienne à accumuler dans les bassins de sédimentation, le calcium qu'elle a préalablement accaparé aux dépens des bassins versants.

La représentation schématisée ci-après (fig. 26) est destinée à rappeler ce processus.

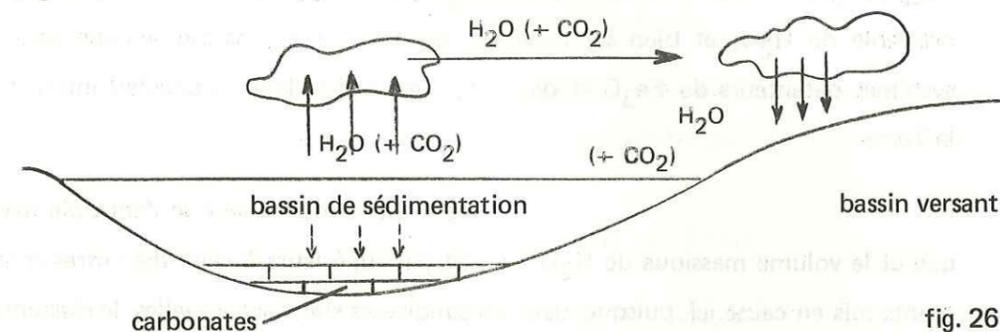


fig. 26

Mais l'apparition du  $CO_2$  dans l'atmosphère et dans l'hydrosphère terrestres pose néanmoins un problème dont nous allons tenter de circonscrire quelques aspects.

Si nous nous référons aux hypothèses proposées par les Astronomes et les Géochimistes, l'atmosphère primitive était particulièrement riche en composés hydrogénés parmi lesquels  $H_2O$ ,  $CH_4$  et  $NH_3$  devaient être les principaux représentants.\*

Et dans l'optique où la Terre initiale aurait été le résultat de l'accrétion de matériaux plus ou moins comparables aux actuels météorites, les génèses respectives de  $H_2O$ ,  $CH_4$  et  $NH_3$  pourraient apparaître elles-mêmes comme les conséquences des processus que nous rappelons ci-dessous et qui ont été envisagés par LATIMER (1951).

\* Cette notion est largement développée dans les ouvrages déjà cités de MASON B (1966) et de MIYAKE Y (1965). Elle est également résumée sous forme simplifiée dans les ouvrages plus récents de CORRENS CW (1969) de DUNBAR CO (1973) ou dans le volume consacré à la formation de la Terre (1975), collection « Les Grands Thèmes » des Editions LAFFONT.

● Pour H<sub>2</sub>O, il s'agirait de réactions de déshydratation de silicates ou d'aluminates, que nous pouvons écrire sous la forme symbolique :



● Pour CH<sub>4</sub>, il s'agirait d'une réaction de H<sub>2</sub>O sur des carbures métalliques et elle s'écrirait en particulier :



● Pour NH<sub>3</sub> enfin, il s'agirait également d'une réaction de H<sub>2</sub>O, mais cette fois sur des nitrures de fer et nous aurions notamment :



Comme nous le voyons, les productions de CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub> (et même en l'occurrence de H<sub>2</sub>) impliqueraient donc l'individualisation préalable de H<sub>2</sub>O, et bien sûr aussi son maintien au moins momentané dans les systèmes détenteurs de Fe<sub>3</sub>C et de Fe N, c'est-à-dire dans les couches internes de la Terre.

Or il est remarquable que l'entropie massique et le volume massique de H<sub>2</sub>O ne sont pas supérieurs à ceux des autres constituants mis en cause ici, puisque, dans les conditions standard actuelles, le classement relatif à ces deux critères correspond en effet aux données du tableau suivant :

Constituant	Volume massique*	Entropie massique
H <sub>2</sub>	14,3	15,6
CH <sub>4</sub>	1,8	2,8
NH <sub>3</sub>	1,66	2,7
H <sub>2</sub> O	1,54	2,5

Ce qui reviendrait à dire qu'à l'intérieur d'un sous-système de type S' destiné à être évacué d'un système préexistant S, l'ordre d'apparition des constituants ne respecterait pas nécessairement celui des volumes massiques décroissants et des entropies massiques décroissantes, bien qu'à

\* Dans ce tableau, les volumes massiques sont exprimés en prenant celui de l'air comme unité.

l'échelle du sous-système S' considéré globalement, l'entropie massique moyenne et le volume massique moyen resteraient cependant très supérieurs respectivement à ceux de S.

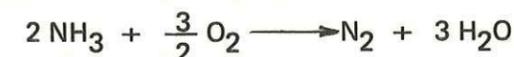
Intéressons nous alors au problème de l'apparition du CO<sub>2</sub> dans l'ensemble hydrosphère-atmosphère et, à cet effet, examinons tout d'abord l'hypothèse qui consiste à situer sa genèse à l'extérieur de la lithosphère.

Cela revient à invoquer la dissociation de H<sub>2</sub>O par les rayons ultra-violetts du Soleil, et à imaginer que postérieurement à la réaction :



une grande quantité de l'hydrogène produit parviendrait à s'affranchir de l'attraction terrestre tandis que l'oxygène, au contraire, resterait solidaire de l'atmosphère.

Ensuite, et grâce à cet oxygène précisément, interviendraient dans l'ensemble hydrosphère-atmosphère des réactions d'oxydation telles que :



et qui aboutiraient donc à la formation de l'anhydride carbonique ainsi que de l'azote en détruisant (au moins partiellement) les deux constituants CH<sub>4</sub> et NH<sub>3</sub> dont nous concevons qu'ils aient pu être préalablement disponibles puisque nous avons situé sur un intervalle de temps antérieur le propre mécanisme de leur fabrication.

A l'opposé de cette hypothèse, il convient de citer un autre processus également imaginé par LATIMER (1951) et qui, vraisemblablement, permettrait de situer la formation du CO<sub>2</sub> à l'intérieur même de la lithosphère.

Il s'agirait en effet d'une réaction directe des oxydes de Fer sur les carbures de Fer dont le bilan pourrait s'écrire :



De ces diverses considérations, il semble que nous puissions retenir deux idées essentielles.

La première est que les mécanismes faisant appel aux organismes vivants et qui eux aussi sont souvent invoqués pour expliquer l'apparition du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère ne paraissent pas répondre au problème précis que nous soulevons ici et qui consiste, rappelons le, à savoir si ce CO<sub>2</sub> a été fabriqué à l'intérieur de la lithosphère ou au contraire à l'extérieur.

En effet, si nous prenons en considération le phénomène de respiration des espèces animales, nous aboutissons bien à l'idée d'une production de CO<sub>2</sub> mais nous savons aussi que le carbone qui est nécessaire à ce processus provient lui-même (directement ou indirectement) des espèces végétales et donc de la surface de la Terre.

Or ce ne sont pas les espèces végétales qui peuvent apporter du carbone à cet endroit puisque leur rôle consiste au contraire à combiner le gaz carbonique et l'eau qu'elles trouvent sur place pour les transformer en matière organique et en oxygène conformément à des réactions de photosynthèse dont la plus connue s'écrit habituellement :



Pour l'instant, notre problème reste donc entier, et le choix entre les deux types d'hypothèses envisagées pour l'apparition du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère demeure extrêmement difficile. Cela provient d'ailleurs de ce que les deux types de mécanismes que nous venons de rappeler sont l'un comme l'autre pratiquement incontrôlables et que de ce fait ils conservent obligatoirement un certain caractère de spéculation.

Aussi est-ce vers une technique un peu différente que nous allons nous orienter maintenant pour tenter de réaliser le choix dont nous venons de parler.

Elle nous conduira à rapporter deux données fondamentales elles-mêmes inspirées d'observations de terrain faites dans le domaine de la géologie alpine et dont nous essaierons de tirer profit pour mieux saisir le contexte général de la genèse des carbonates.

b) SUR DEUX OBSERVATIONS FONDAMENTALES DE LA GÉOLOGIE ALPINE

● PREMIERE OBSERVATION

Telles que nous les voyons actuellement, les Alpes sont le résultat de plusieurs orogénèses successives dont deux au moins ont marqué profondément leur empreinte : il s'agit de l'orogénèse hercynienne d'abord et de l'orogénèse alpine ensuite.

Dans l'espace comme dans le temps, ces deux orogénèses sont séparées l'une de l'autre par une limite assez bien matérialisée et que l'on désigne habituellement sous le nom de discordance antétriasique (fig. 27).

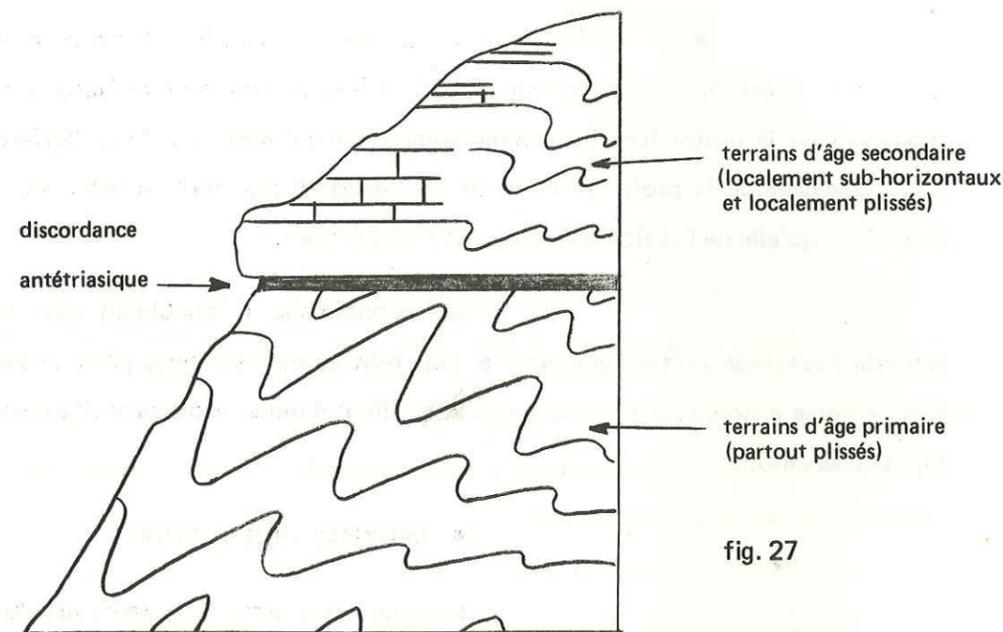


fig. 27

Cela signifie aussi qu'un phénomène géologique postérieur à cette limite peut être considéré comme relevant de l'orogénèse alpine, alors qu'un phénomène antérieur relève au contraire de l'orogénèse hercynienne.

Or sur ce point, il paraît tout à fait remarquable que la proportion des roches carbonatées incluses dans les formations d'âge

secondaire par exemple est bien supérieure à la proportion des roches carbonatées incluses dans les formations d'âge primaire.

Le problème de l'abondance des constituants CO<sub>2</sub> et CaO en fonction du temps se trouve donc posé, et il nous place en quelque sorte devant deux alternatives opposées.

• La première consiste à admettre que cette brusque augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> et CaO des couches terrestres externes trouverait son explication sur place et par exemple dans le fait qu'à l'ère secondaire, les réactions d'oxydation telles que nous les avons invoquées plus haut (milieu page 123\*) auraient connu, dans la région géographique considérée ici, un développement très supérieur à celui qui pouvait être le leur à l'ère primaire.

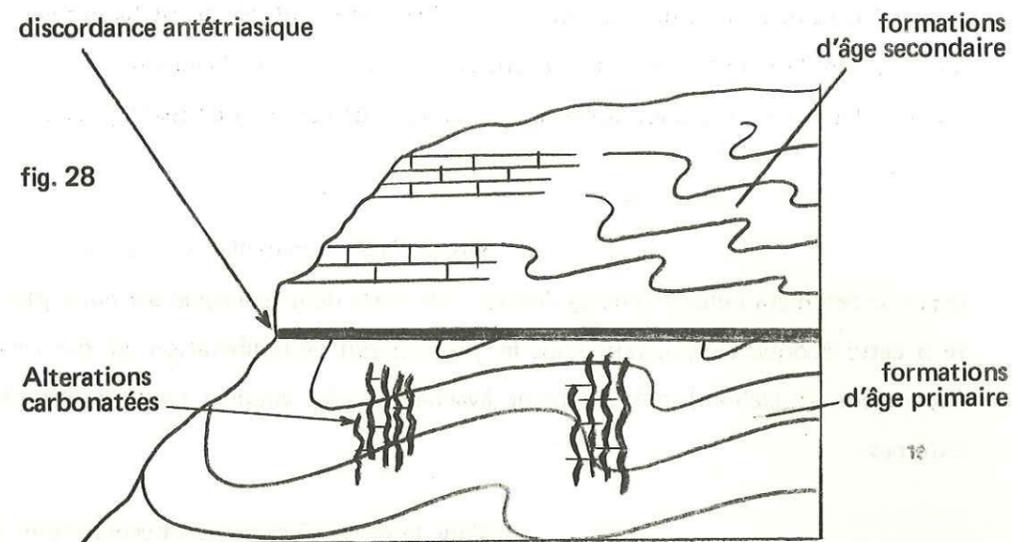
• La seconde en revanche consiste à admettre que dans cette même région géographique, l'arrivée vers la surface de la Terre de CO<sub>2</sub> provenant de la profondeur (et comme nous le verrons aussi plus loin, l'arrivée de CaO provenant de la profondeur) aurait été beaucoup plus forte au cours de l'ère secondaire qu'elle ne l'avait été au cours de l'ère primaire.

Or précisément il semblerait que cette seconde hypothèse puisse l'emporter et cela tout au moins si nous pouvons considérer comme exacte l'interprétation que nous allons donner maintenant d'un second fait d'observation.

• DEUXIEME OBSERVATION

Lorsque, dans certains secteurs des Alpes, nous fixons notre attention sur les formations situées au-dessous de la discordance antétriasique, c'est-à-dire sur cet ensemble de roches dont la teneur moyenne en carbonates est relativement faible alors que sa teneur moyenne en silicates est relativement élevée, nous y trouvons localement des concentrations minéralogiques qui présentent exactement la caractéristique chimique inverse et dont la disposition sur le terrain est telle (fig. 28) qu'il pourrait bien s'agir, en réalité, de matériaux formés postérieurement à l'ère primaire et dont l'origine profonde serait de surcroît hautement probable.

\* Il s'agit des réactions où O<sub>2</sub> intervient sur CH<sub>4</sub> et NH<sub>3</sub>



En effet, il se trouve que les formations acides d'âge primaire sont souvent parcourues de zones d'altération qui les recoupent assez nettement et qui sont elles-mêmes constituées de minéraux carbonatés\*

Le phénomène est particulièrement bien visible dans la région de Bourg d'Oisans et on peut alors se demander si ces manifestations carbonatées ne seraient pas d'âge secondaire et si, de ce fait, elles n'impliqueraient pas l'ascension d'une phase fluide riche en CO<sub>2</sub> à cette époque.

C'est en tous cas l'hypothèse que nous retiendrons désormais et que nous utiliserons, au Chapitre IV, pour examiner les problèmes spécifiques que pose le volcanisme spilitique.

Auparavant, et pour clore le présent chapitre, nous allons essayer de résumer sous la forme d'une conclusion synthétique, la base de discussion pétrogénétique qui doit nous permettre d'envisager un lien entre les différents phénomènes que nous avons évoqués jusqu'ici.

\* Ceci contraste donc avec les observations géologiques classiques selon lesquelles les contextes siliceux sont parcourus de filons siliceux et les contextes carbonatés de filons carbonatés.

D. CONCLUSIONS

En raison de leur caractère obligatoirement spéculatif, et malgré l'intérêt indéniable qu'elles présentent, les hypothèses relatives au dégazage de la Prototerre ne peuvent être reprises qu'avec beaucoup de circonspection dans une conclusion appelée à nous servir de base de discussion pour le prochain chapitre.

Aussi, l'idée essentielle que nous en retiendrons se résumera-t-elle à celle de l'importante perte de masse subie par notre planète à cette époque et qui, rappelons le, proviendrait de la libération des gaz légers (hydrogène et Hélium) préalablement évacués vers les couches terrestres les plus externes.

Pour le reste, c'est à des interprétations de faits géologiques réellement constatés que nous nous limiterons et, à ce titre, nous allons tenter d'intégrer dans un modèle récapitulatif les conclusions que nous avons annoncées plus haut et dont nous avons trouvé les prémices d'une part dans la théorie des plaques, d'autre part dans la géologie alpine.

Nous admettrons en effet que l'histoire géologique de la Terre équivaut à intégrer, dans le temps et dans l'espace, l'évolution du système géologique moyen  $S$  que nous allons tenter de reconstituer maintenant, tout au moins dans ses grandes lignes.

Désignons tout d'abord par  $t_0$  l'instant à partir duquel la masse totale de la Terre n'a pratiquement plus varié et considérons alors (fig. 29) un secteur sphérique  $V$  jusqu'à l'instant  $t_1$  où une première quantité importante de matériaux formés en son sein parvient à la surface de la lithosphère.

D'une façon plus précise, nous dirons que l'ensemble des systèmes élémentaires appartenant à  $V$  et concernés sur  $[t_0, t_1]$  par un phénomène de fusion partielle définissent le système géologique  $S$  auquel nous faisons allusion plus haut et dont nous nous proposons de retracer maintenant les événements géologiques les plus significatifs.

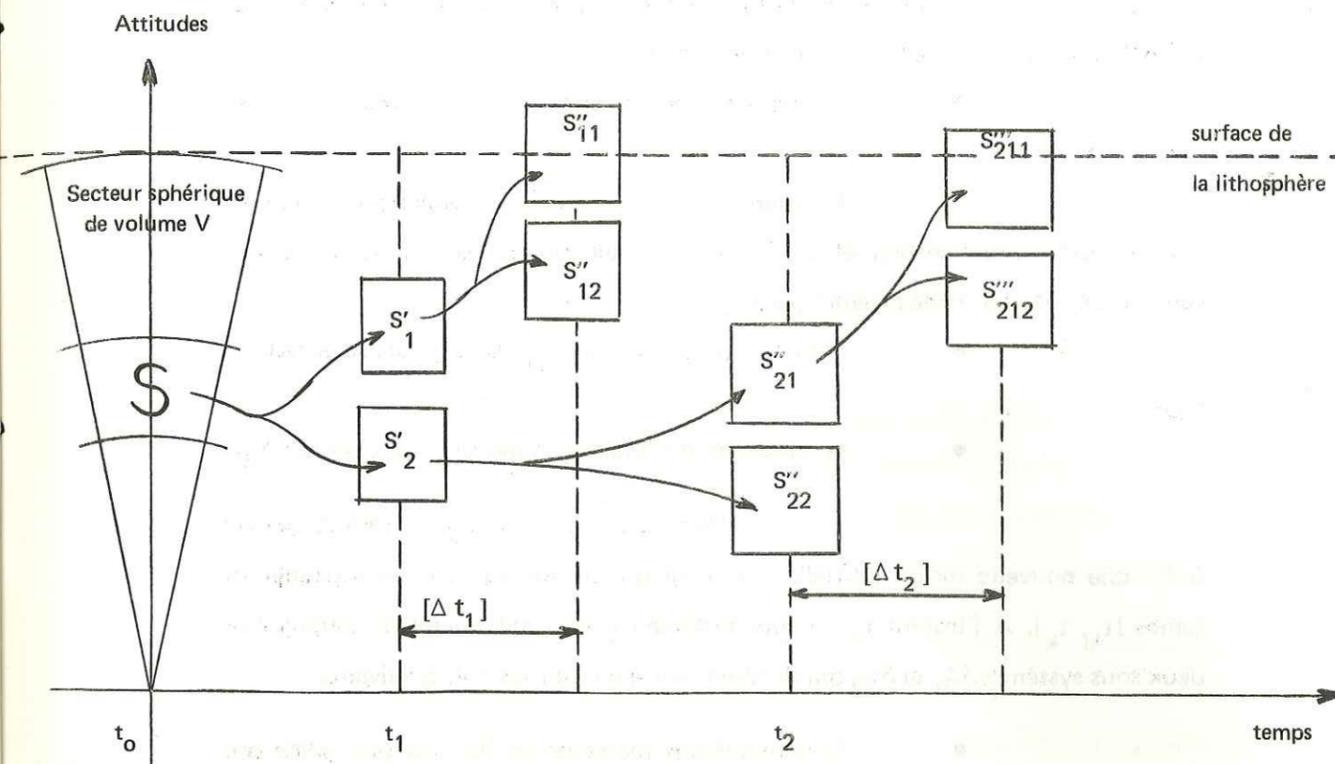


fig. 29\*

Nous imaginerons tout d'abord qu'à l'instant  $t_1$ , le système initial  $S$  se trouve subdivisé en deux sous-systèmes  $S'_1$  et  $S'_2$  différenciant l'un de l'autre sur les points suivants :

- la composition moyenne de  $S'_1$  est plus acide que celle de  $S'_2$ ;
- le volume massique de  $S'_1$  est supérieur à celui de  $S'_2$ ;
- l'entropie massique de  $S'_1$  est supérieure à celle de  $S'_2$ ;
- la viscosité de  $S'_1$  est inférieure à celle de  $S'_2$ .

A partir de l'instant  $t_1$  et sur un intervalle de temps  $[\Delta t_1]$  le sous-système  $S'_1$  est évacué (au moins partiellement) vers la surface de la Terre et, au cours de cette ascension, il se subdivise à son tour en deux sous-systèmes  $S''_{11}$  et  $S''_{12}$  répondant aux caractéristiques indiquées ci-après :

\* Le retour à la figure 29 étant souvent nécessaire tout au long des pages qui suivent, un exemplaire mobile est annexé à la fin de l'ouvrage, sur la couverture.

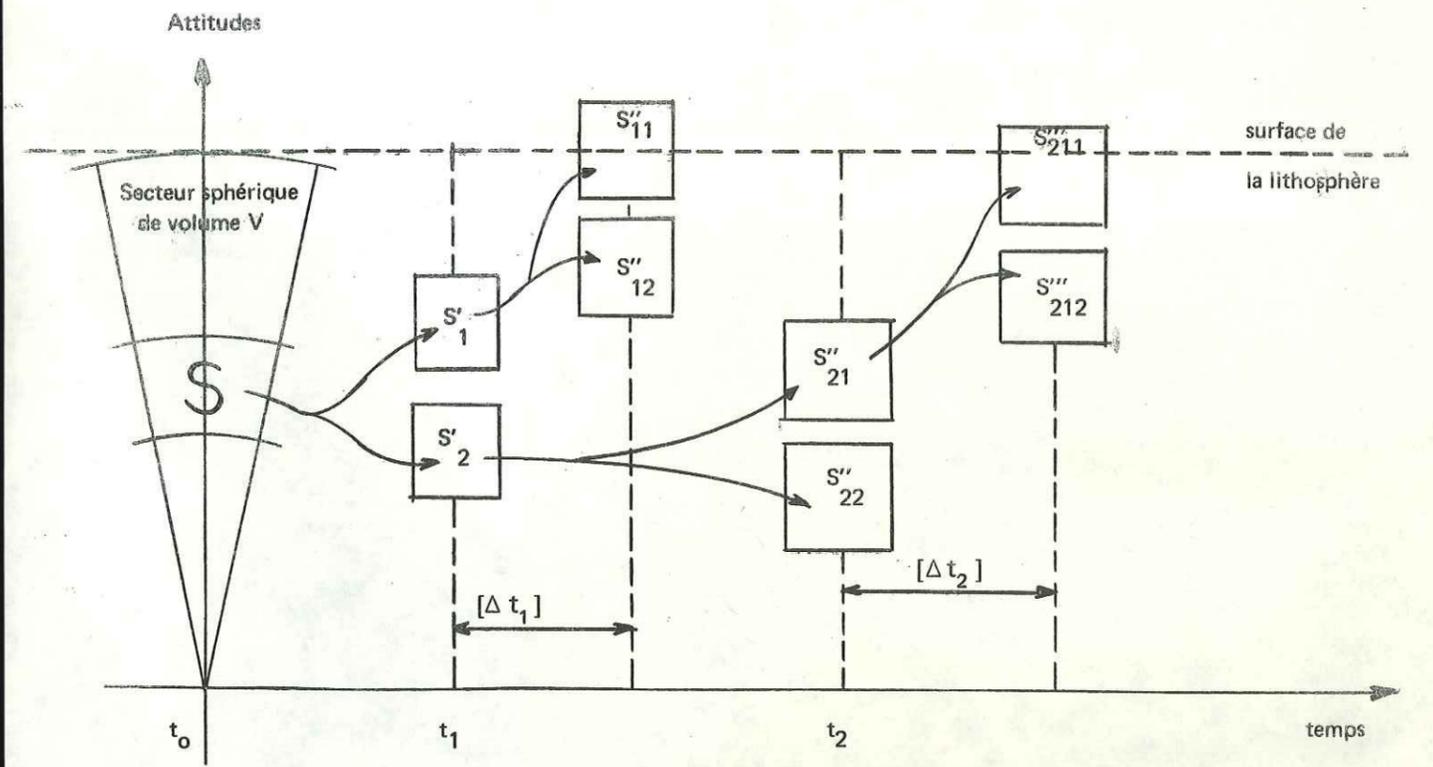


fig. 29\*

- la composition moyenne de  $S''_{11}$  est celle d'un milieu fluide, riche en  $H_2O$ , pauvre en  $CO_2$  et dont les principaux éléments chimiques présents sous forme de solutés sont Si, Al, Na, K.

- la composition moyenne de  $S''_{12}$  est celle d'un matériau granitique.

- le volume massique de  $S''_{11}$  est supérieur à celui de  $S''_{12}$  et cette différence permet à  $S''_{11}$  de prolonger son ascension jusqu'à une altitude plus élevée que celle atteinte par  $S''_{12}$ .

- l'entropie massique de  $S''_{11}$  est supérieure à celle de  $S''_{12}$ .

- la viscosité de  $S''_{11}$  est supérieure à celle de  $S''_{12}$ .

Dans le sous-système  $S'_2$  et postérieurement à  $t_1$ , une nouvelle fusion partielle intervient qui se poursuit sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ . A l'instant  $t_2$ , le sous-système  $S'_2$  se trouve lui-même subdivisé en deux sous-systèmes  $S''_{21}$  et  $S''_{22}$  qui diffèrent entre eux sur les points suivants :

- la composition moyenne de  $S''_{21}$  est plus acide que celle de  $S''_{22}$  (bien qu'elle soit moins acide que celle de  $S'_1$ ).

- le volume massique de  $S''_{21}$  est supérieur à celui de  $S''_{22}$ .

- l'entropie massique de  $S''_{21}$  est supérieure à celle de  $S''_{22}$ .

- la viscosité de  $S''_{21}$  est supérieure à celle de  $S''_{22}$ .

Postérieurement à  $t_2$  et sur un intervalle de temps  $[\Delta t_2]$ , le sous-système  $S''_{21}$  se scinde à son tour en deux nouveaux systèmes  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$  dont les propriétés respectives sont résumées ci-dessous :

- la composition moyenne de  $S'''_{211}$  est celle d'un milieu fluide riche en  $H_2O$ , mais riche aussi en  $CO_2$ , et où les principaux éléments chimiques présents sous forme de solutés sont Ca, Fe, Mg.

- la composition moyenne de  $S'''_{212}$  est celle d'un matériau basaltique ou périclitique.

- le volume massique de  $S'''_{211}$  est supérieur à celui de

$S'''_{212}$  et cette différence permet à  $S'''_{211}$  de prolonger son ascension jusqu'à une altitude plus élevée que celle atteinte par  $S'''_{212}$ .

- l'entropie massique de  $S'''_{211}$  est supérieure à celle de  $S'''_{212}$ .

- la viscosité de  $S'''_{211}$  est inférieure à celle de  $S'''_{212}$ .

Telle apparaîtrait donc l'évolution fondamentale de la Terre lorsque nous l'envisageons sur l'intervalle de temps qui définit son histoire proprement géologique\* et à l'échelle d'un système témoin .

Il serait alors du plus haut intérêt que nous sachions intégrer cette évolution sur le contexte d'espace et de temps de la Terre entière ; malheureusement le problème posé reste extrêmement difficile à cerner et, pour cette raison, nous devons nous contenter ici d'en évoquer quelques aspects.

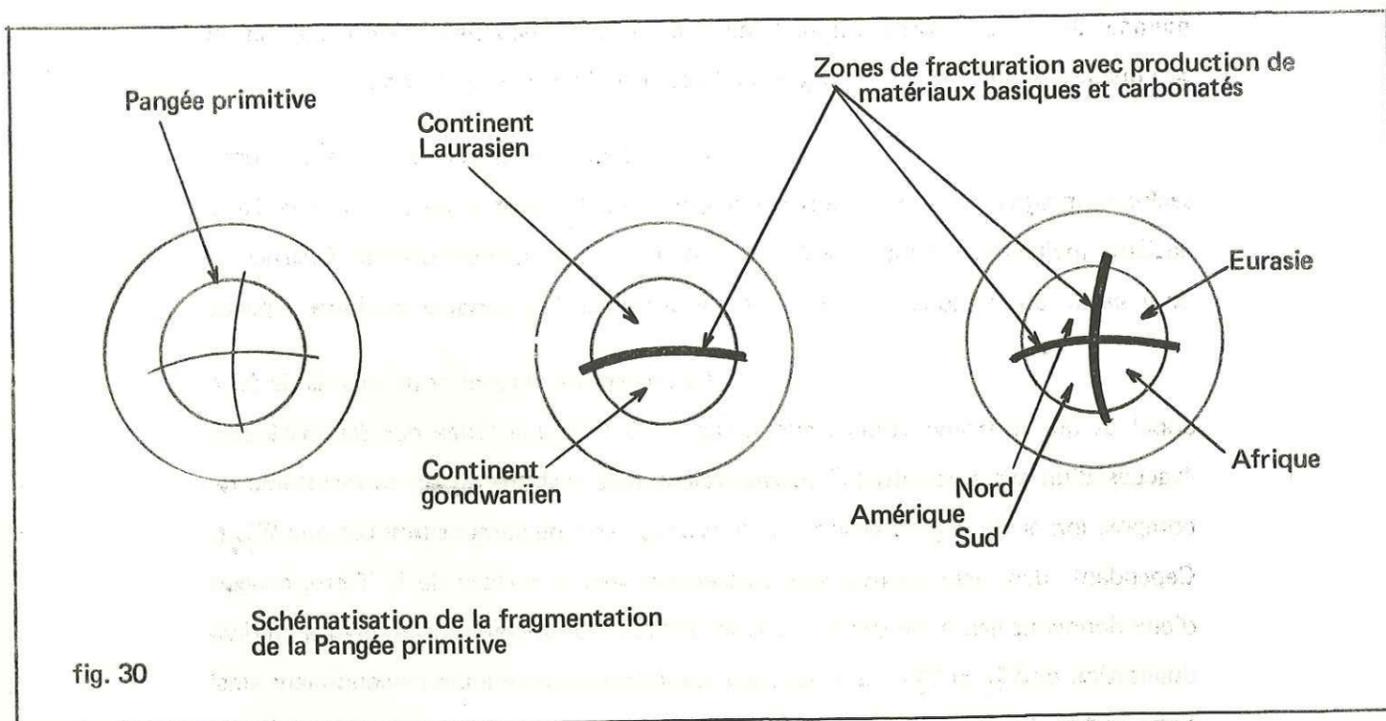
Le mécanisme auquel nous venons de faire appel et qui se trouve résumé sur la figure 29 implique l'idée que les matériaux évacués d'un système initial  $S$  consisteraient tout d'abord en un sous-système de composition acide ( $S'_1$ ) et ensuite en un sous-système de composition basique ( $S''_{21}$ ). Cependant, dans leur mouvement d'ascension vers la surface de la Terre, chacun d'eux donnerait lieu à des subdivisions secondaires aboutissant notamment à l'individualisation de  $S''_{11}$  et  $S'''_{211}$  dont les significations pétrogénétiques deviendraient ainsi assez nettes. En effet, le sous-système  $S''_{11}$  serait une émanation directe de  $S'_1$  de sorte que tout en allant de pair avec les productions granitiques ( $S''_{12}$ ) il aurait lui-même pour contribution essentielle d'augmenter la quantité de l'ensemble hydrosphère-atmosphère en même temps que la quantité des roches sédimentaires silico-alumineuses. Et d'une façon similaire, le sous-système  $S'''_{211}$  serait une émanation directe de  $S''_{21}$ , de sorte qu'il irait de pair avec les manifestations éruptives de type basaltique ou périclitique ( $S'''_{212}$ ) tout en contribuant lui-même plus particulièrement à l'augmentation de l'ensemble hydrosphère-atmosphère et à la formation des roches sédimentaires carbonatées.

Enfin, si nous confrontons le processus pétrogénétique que nous venons de proposer aux hypothèses les plus générales de la théorie des plaques, le problème que nous avons à traiter prend une orientation

\* Conventionnellement, nous admettons que les phénomènes terrestres postérieurs à l'instant  $t$  où la masse totale de la Terre a pratiquement cessé de varier se situent dans la période proprement géologique de son histoire. Ils s'opposent ainsi aux phénomènes antérieurs à  $t$  et que nous rapportons à l'histoire pré-géologique de la Terre.

beaucoup mieux définie et sur laquelle nous allons nous interroger un instant.

Ces hypothèses générales se confondent avec l'idée que notre planète aurait engendré initialement une plaque continentale unique : la Pangée, qui ultérieurement, se serait elle-même fragmentée progressivement au cours des âges (fig. 30).



La première subdivision fondamentale envisagée est celle qui aurait conduit à l'individualisation de la plaque Laurasienne d'une part et de la plaque gondwanienne d'autre part, chacune d'elle ayant donné lieu à son tour à des subdivisions secondaires et notamment à celle qui aurait abouti à l'isolement des plaques américaines d'un côté et des plaques eurasiatique et africaine de l'autre.

Si donc nous superposons cette nouvelle notion à celle que nous avons schématisée sur la fig. 29, nous en venons à nous demander, en tout premier lieu, si la Pangée originelle ne serait pas due à l'ascension d'un vaste sous-système initial de type  $S'_1$ .

Par subdivision,  $S'_1$  aurait alors engendré tout à la fois un sous-système  $S''_{11}$  dont le rôle essentiel aurait été de venir grossir considérablement la masse de l'ensemble hydrosphère-atmosphère, et un sous-système  $S''_{12}$  qui, lui-même, serait devenu la Pangée proprement dite.

Quant aux sous-systèmes de second temps, c'est-à-dire ceux que nous avons désignés sous les symboles  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$ , on peut se demander si leur arrivée à la surface de la Terre ne coïnciderait pas précisément avec la fragmentation des plaques continentales préexistantes ce qui, par voie de conséquence, permettrait de situer les manifestations éruptives basiques et carbonatées dans un contexte d'espace et de temps relativement précis.

Dans cette hypothèse, et compte-tenu de ce que la fragmentation de la plaque primitive serait allée en s'amplifiant au cours des temps, il se pourrait alors que les productions juvéniles de notre planète aient elles-mêmes évolué parallèlement, en ce sens que la proportion des matériaux acides (et de  $H_2O$ ) aurait pu diminuer avec le temps tandis qu'augmentait corrélativement la proportion des matériaux basiques (et de  $CO_2$ ).

Mais il se pourrait aussi que l'ensemble du mécanisme envisagé sur la figure 29 se reproduise à la manière d'un phénomène périodique et qu'entre chaque maximum correspondant à une arrivée de matériaux basiques à la surface de la Terre, il existe également un maximum correspondant à une arrivée de matériaux acides.

Entre ces deux alternatives, le choix de la vérité est important pour notre compréhension de la pétrogénèse mais il n'en demeure pas moins extrêmement incertain. En effet, l'arrivée des produits acides est généralement plus discrète que celle des produits basiques, car si ceux-ci s'épanchent souvent à la surface de la Terre sous la forme de masses assez facilement repérables, ceux-là en revanche peuvent s'accumuler à la base de l'écorce continentale et augmenter ainsi son épaisseur sans que nous puissions évaluer convenablement cette contribution.

C'est pourquoi nous nous abstenons ici de formuler une quelconque indication de durée quant à la période du mécanisme

ondulatoire représenté sur la figure 29. Nous nous abstenons également de tout commentaire quantitatif prématuré quant à l'évolution du rapport des masses de  $S_1'$  et de  $S_2''$  telle qu'elle pourrait apparaître en fonction du temps et à l'échelle de la Terre entière.

Malgré ces lacunes importantes, le mécanisme de la figure 29 constitue une proposition pétrogénétique dont les implications qualitatives sont d'ores et déjà utilisables. Nous en ferons donc une base de discussion pour la suite de cet ouvrage, et c'est à partir d'elle que nous allons aborder maintenant le problème délicat et riche de controverses que pose le volcanisme spilitique.

#### CHAPITRE IV

#### LE ROLE GEOCHIMIQUE DU VOLCANISME SPILITIQUE

1ère PARTIE : LE PROBLEME DU VOLCANISME SPILITIQUE ENVISAGE SOUS  
L'ASPECT DE LA NOMENCLATURE DE SES PRODUITS

A. ANALYSE DES PRINCIPES FONDAMENTAUX SUR LESQUELS SONT  
FONDÉES LES DIVERSES CLASSIFICATIONS DE ROCHES ÉRUPTIVES

Parmi les différents types de matériaux d'origine volcanique observés à la surface de la Terre, ceux que l'on rapporte au volcanisme spilitique présentent une composition minéralogique telle qu'il paraît impossible de leur assigner une place bien définie dans les classifications de roches éruptives.

Le phénomène serait sans grande importance si ces dernières reposaient sur des bases entièrement arbitraires et conventionnelles, mais précisément, il est bien connu que tel n'est pas le cas. Bien au contraire, et au delà des quelques nuances qui les distinguent entre elles, les diverses classifications utilisées sont inspirées de l'idée fondamentale que les associations de minéraux obéissent à certaines règles élémentaires d'affinité ou d'incompatibilité et dont les énoncés ont été perçus il y a déjà longtemps.

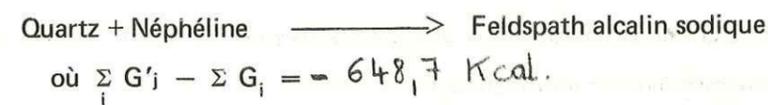
Ainsi, si nous nous référons au modèle rappelé ci-après (tableau IV.1) et qui peut être considéré comme l'un des plus répandus en géologie, nous voyons apparaître immédiatement ces quelques règles de base dont nous retiendrons plus particulièrement les deux suivantes :

1 • l'Association Quartz-Feldspathoïde n'étant pas normale dans les roches éruptives, son cas n'est pas prévu dans les tableaux de classification.

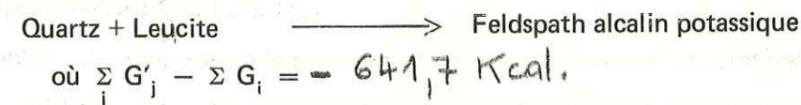
2 • l'Association Feldspath très alcalin-Feldspath très calcique appelle les mêmes remarques.

Tableau IV. 1	Quartz = + Feldspath = + feldspathoïde = -	Quartz = - Feldspath = + feldspathoïde = -	Quartz = - Feldspath = + feldspathoïde = +	Quartz = - Feldspath = - feldspathoïde = +
Feldspaths alcalins = + Feldspaths plagioclases (pauvres en CA) = +	granites  Rhyolites	syénites  Trachytes	syénites néphéliniques  Phonolites	Ijolites  Néphélinites
Feldspaths alcalins = -	Diorites Quartziques Dacites	Diorites Andésites	Essexites Téphrites	
Feldspaths plagioclases (riches en CA) = +	Gabbros Quartziques Basaltes tholéitiques	Gabbros Basaltes	Théralites Basaltes alcalins	Missourites Leucitites
Légende : le signe + désigne un minéral présent, le signe - un minéral absent				

A l'origine, les affirmations de ce type découlaient directement et exclusivement des résultats statistiques obtenus à partir de l'analyse minéralogique des roches. Mais, par la suite, des arguments d'ordre thermodynamique sont venus leur apporter une sorte de confirmation, et, c'est ainsi que pour l'incompatibilité Quartz-Feldspathoïde par exemple, la variation d'enthalpie libre ( $\Delta G$ )<sub>298</sub><sup>0</sup> obtenue à partir des tables standard peut s'écrire :



ou bien encore :



Dans chacun des cas, nous voyons donc que l'association Quartz-Feldspathoïde est instable puisque les valeurs de ( $\Delta G$ )<sub>298</sub><sup>0</sup> sont négatives.

Le calcul auquel nous venons de procéder n'apporte cependant aucune autre indication que celle de l'instabilité de l'association Quartz-Feldspathoïde lorsque ces minéraux sont considérés dans les conditions

standard de pression et de température et que d'autre part la composition du Feldspathoïde impliqué coïncide exactement avec celle de la Néphéline ou avec celle de la Leucite.

Il s'agit donc de simples cas particuliers pris dans un domaine (P, T, n<sub>i</sub>) éventuellement très vaste et où, par conséquent, nous aurions pu envisager une infinité d'autres cas particuliers.

Cependant, puisque l'observation microscopique des roches les plus diverses montre de façon quasi systématique que le Quartz n'est jamais associé à un Feldspathoïde, elle laisse présumer que dans un domaine (P, T, n<sub>i</sub>) de dimensions géologiques, le signe de  $(\Delta G)$  reste constamment négatif et donc identique au signe des  $(\Delta G)_{298}^0$  que nous avons calculés.

Si nous revenons maintenant à la caractéristique essentielle du volcanisme spilitique, nous pouvons dire qu'elle réside dans une exception à une autre loi pétrographique tout aussi fondamentale, car, à l'image de l'incompatibilité Quartz-Feldspathoïde, elle aussi se présente comme un filigrane évident dans toute classification de roches éruptives.

Cette autre loi exprime le fait que dans une roche d'origine magmatique où coexistent des minéraux ferro-magnésiens et des feldspaths, il s'établit entre les uns et les autres une nécessaire correspondance de composition chimique dont l'énoncé peut être résumé sous la forme suivante :

Nous dirons que les minéraux ferromagnésiens s'associent à des feldspaths plus ou moins siliceux selon qu'ils sont eux-mêmes plus ou moins siliceux.

C'est ainsi que les ferromagnésiens tels que Péridots et Pyroxènes voisinent traditionnellement avec des feldspaths tels que Labrador et Andésine alors que les ferromagnésiens tels que Micas et Amphiboles voisinent avec des feldspaths tels que Albite et Oligoclase.

A ces correspondances proprement minéralogiques s'ajoutent des correspondances d'ordre chimico minéralogique, c'est-à-dire des relations entre la composition chimique globale d'une roche et la présence (ou l'absence) en son sein de tel ou tel minéral caractéristique.

A titre d'exemple, nous avons l'habitude de tenir pour normal (parce que très courant) qu'une roche éruptive contienne des cristaux de Quartz lorsque sa teneur globale en  $S_iO_2$  excède 65 % et, inversement, lorsqu'une roche éruptive accuse une teneur globale en  $S_iO_2$  inférieure à 45 %, c'est l'absence de Quartz qui nous y apparaît comme normale. A tel point même que si nous devons rencontrer un échantillon susceptible de démentir l'une ou l'autre de ces propositions, c'est l'échantillon que nous considérerions comme anormal et non la proposition démentie.\*C'est donc en cela que nous attribuons à ces propositions valeur de lois et c'est en fonction de tels principes que les tableaux de classification des roches éruptives ont été dressés.

Enfin, rappelons qu'à la suite des travaux de NIGGLI, il est devenu classique en géologie de subdiviser la cristallisation d'un magma en quatre étapes successives auxquelles on donne les noms respectifs de stade orthomagmatique, stade pegmatitique, stade pneumatolytique et stade hydrothermal. Que faut-il entendre exactement sous ces désignations ?

Pour répondre à cette question, nous devons avoir en mémoire que le granite représente la roche éruptive la plus répandue dans la lithosphère supérieure et que la façon la plus fréquente dont un massif de granite apparaît en coupe à l'affleurement correspond à l'image très schématique reproduite ci-après (fig 31).

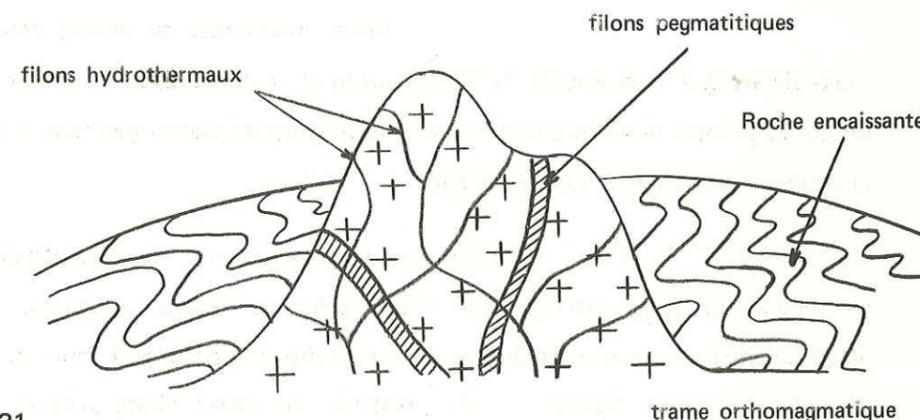


fig. 31

\* Nous évoquerons cette question à l'aide d'un exemple concret dans les conclusions générales de cet ouvrage.

Nous y observons en première approximation deux parties principales, car la roche se révèle sillonnée d'un réseau de filons que, spontanément, nous distinguons parfaitement de la trame fondamentale.

Au second regard, il apparaît également que dans cet ensemble filonien, une distinction puisse être faite entre certains filons qui semblent monopoliser des cristaux d'assez grande taille, et les filons restants qui, par opposition, donnent l'impression de sélectionner des cristaux plus petits.

Parvenus à ce degré d'observation, si nous envisageons de pousser plus loin nos investigations et de rechercher la trace d'une coupure supplémentaire\*, nous sommes cette fois infiniment plus perplexes quant à l'emplacement où il conviendrait de la situer.

Cela provient en fait de ce que le schéma de NIGGLI reste une traduction assez interprétative des choses de la nature et qui revient à considérer la cristallisation d'un magma comme une illustration du modèle théorique suivant :

Imaginons un autoclave géant dans lequel se trouverait placé à un instant initial  $t_0$  le matériau que nous assimilons au magma et que, pour fixer les idées, nous supposons suffisamment chaud pour qu'aucun constituant n'y subsiste à l'état solide.

Cette hypothèse de départ étant admise, nous dirons que le processus de cristallisation du système se confond avec le modèle de NIGGLI dans la mesure où les quatre intervalles de temps que nous allons décrire ci-après s'y rencontrent successivement :

1 • Un intervalle de temps  $[t_0, t_1]$  sur lequel le magma se sépare en deux parties dont l'une cristallise en un ensemble homogène essentiellement composé de Quartz, de Feldspath et de Mica et dont l'autre évolue de telle sorte qu'à l'instant  $t_1$  elle constitue une phase fluide riche en  $H_2O$  et se présentant sous un état infracritique.

\* Il nous faudrait en effet une troisième coupure pour que nous ayons, comme dans le modèle théorique de NIGGLI une succession de quatre intervalles de temps.

2 • Un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel la phase fluide envisagée ci-dessus tend à s'échapper de la trame déjà cristallisée et au sein de laquelle elle se déplace en empruntant des chemins relativement larges et peu nombreux.

A l'instant  $t_2$ , cette phase se trouve scindée en deux parties dont l'une apparaît sous la forme de grands cristaux précipités le long desdits chemins et l'autre sous la forme d'une phase fluide dont l'état est devenu supercritique et dont la teneur en  $H_2O$  surpasse celle de la phase fluide antérieure\*.

3 • Un intervalle de temps  $[t_2, t_3]$  sur lequel ce résidu fluide tend à son tour à s'échapper du système en y dessinant un réseau de circulation tout à la fois plus dense et plus fin que le précédent.

Consécutivement à la diminution de pression et de température, ce réseau se comble progressivement de minéraux nouvellement précipités\*\* et, à l'instant  $t_3$ , la fraction fluide y retrouve un état infracritique cependant que sa masse totale est devenue beaucoup plus faible, et sa concentration en  $H_2O$  au contraire beaucoup plus élevée.

4 • Un intervalle de temps  $[t_3, t_4]$  sur lequel cette dernière fraction liquide tend elle aussi à s'échapper de l'autoclave, abandonnant sous la forme de précipités cristallisés une partie au moins des constituants qu'elle véhiculait jusqu'alors sous la forme de solutés.

C'est donc à ce découpage d'inspiration très théorique que correspond la succession des quatre stades orthomagmatique, pegmatitique, pneumatolytique et hydrothermal introduite par NIGGLI.

Nous pouvons même ajouter maintenant, et d'une façon plus précise, que les minéraux orthomagmatiques seraient ceux qui, dans l'autoclave, auraient cristallisé sur  $[t_0, t_1]$ , les minéraux pegmatitiques sur  $[t_1, t_2]$ , les minéraux pneumatolytiques sur  $[t_2, t_3]$  et les minéraux hydrothermaux sur

\* Nous pouvons signaler ici que cet instant  $t_2$  correspondrait donc au "second boiling point" des auteurs de langue anglaise et nous rappelons à cette occasion que le "first boiling point" (point d'ébullition directe du magma initial) n'est probablement jamais atteint en pétrogenèse.

\*\* Ainsi que nous l'indiquerons plus loin (note infrapaginale de la page 142) ces minéraux étaient, dans l'hypothèse de NIGGLI, des individus de grande taille, très comparables à ceux précipités sur  $[t_1, t_2]$ .

[  $t_3, t_4$  ] \* .

Enfin, et nous saisissons plus loin toute l'importance de ces apparents détails, le modèle auquel nous venons de faire allusion implique de façon généralement sous-entendue deux propositions qui sont en réalité essentielles\*\*et que pour cette raison nous allons signaler dès à présent.

A. La première est qu'à l'instant  $t_0$ , le matériau fondu présent dans l'autoclave théorique est considéré comme monophasé.

B. La seconde est qu'à l'instant final  $t_3$ , les propositions respectives des matériaux orthomagmatique, pegmatitique, pneumatolytique et hydrothermal présents dans l'autoclave théorique sont considérées comme ne devant pas s'écarter beaucoup de certaines valeurs moyennes.

Ces considérations préliminaires étant rappelées, les caractéristiques du Volcanisme spilitique et, par suite, le problème qu'il soulève, trouvent leur point de départ dans la définition suivante :

On appelle habituellement laves spilitiques des matériaux dont l'origine est volcanique et qui, au moment où on les observe, se révèlent principalement constitués de Feldspath alcalin, Chlorite, serpentine, épidote, calcite, hématite et quartz, ces minéraux étant associés entre eux en proportions souvent variables.

On ajoute alors que cette composition est insolite, car, dans une lave ordinaire, il est établi qu'elle ne s'applique jamais à la totalité de la roche, mais tout au plus à la fraction dite hydrothermale de son cortège filonien.

A première vue, cette définition laisse planer une équivoque sur le sens du mot hydrothermal. En effet, si nous revenons à l'exemple précédemment envisagé d'un massif de granite (fig 31) on ne peut pas

\* Ce découpage envisagé par NIGGLI a été reproduit dans la plupart des ouvrages généraux mais les commentaires qui l'accompagnent ont évolué au cours des années. Pour ne citer que quelques exemples français, on observera que dans le "Précis de Géologie" de L. MORET (édition 1955) ou encore dans le traité de "Pétrogenèse" de H. et G. TERMIER (1956) les stades pegmatitique et pneumatolytique sont regroupés, alors que dans le "Précis de Pétrologie" de R. BROUSSE (édition 1975) ce sont les stades pneumatolytique et hydrothermal qui font l'objet d'un regroupement.

Nous exposerons dans les pages qui suivent les raisons de cette modification et nous rappelons que le modèle théorique que nous venons de décrire attribue au mot "pneumatolytique" le sens que lui donnait NIGGLI.

\*\* Ce point de vue apparaîtra de façon concrète à la fin du présent chapitre lorsque nous traiterons le problème des laves spilitiques sous un aspect thermodynamique.

prétendre que le quartz y soit spécifiquement hydrothermal puisqu'on le rencontre tout aussi bien dans le corps principal de la roche que dans les filons proprement dits.

Dans le premier cas, le quartz n'est donc pas hydrothermal mais orthomagmatique, et, dans le second cas, il ne peut être hydrothermal que dans la mesure où il n'est ni pegmatitique ni pneumatolytique, car tout dépend finalement du type de filon dans lequel nous effectuons son prélèvement.

Y a-t-il d'ailleurs entre les filons pneumatolytiques et hydrothermaux une différence véritablement significative ? Si nous nous référons à ce que nous en avons dit plus haut (page 141) les filons pneumatolytiques sont ceux qui contiennent des minéraux d'assez grande taille formés au dépens de fluides supercritiques, et les filons hydrothermaux sont ceux qui contiennent des minéraux de plus petite taille formés au dépens de fluides infracritiques.

En réalité, on sait aujourd'hui (et tout au moins sur l'exemple de  $H_2O$  qui constitue le fluide le plus abondant de notre planète) qu'il n'y a pas de discontinuité du pouvoir de dissolution au franchissement du point critique et que, par conséquent, il n'y a pas de discontinuité non plus dans les phénomènes de précipitation \*.

Au surplus, il paraît très incertain, lorsque l'on observe les faits dans la nature, que tel type de filon monopoliserait systématiquement les cristaux de grande taille alors que tel autre se contenterait rigoureusement de rassembler les cristaux plus petits. Il n'est pas exclu en effet qu'une espèce minérale déterminée puisse se présenter sous la forme de grands cristaux, ou au contraire de petits cristaux, selon l'endroit où elle est susceptible de se fixer à l'intérieur d'un seul et même filon.

Compte tenu de cette indication, nous nous bornerons désormais à ne faire qu'une seule distinction préliminaire dans le matériau constitutif d'une roche : d'un côté, nous regrouperons tout ce qui est filonien \*\* et

\* donnée signalée dans KRAUSKOPF K.B. (1967).

\*\* Ajoutons ici que le groupe des filons dits "aplitiques" n'apparaît pas explicitement dans le modèle de NIGGLI, alors que, dans la nature, il matérialise probablement un passage progressif des matériaux pegmatitiques aux matériaux hydrothermaux.

de l'autre au contraire tout ce qui ne l'est pas, étant entendu que ce second ensemble coïncide avec la fraction que jusqu'ici nous avons désignée sous le nom de corps principal de la roche et que dorénavant, nous appellerons plus brièvement la "matrice".

Peut-être convient-il aussi de rappeler ici que cette distinction est extrêmement pratique car lorsqu'on étudie un massif de roches, on observe généralement, même à l'œil nu, que la fraction filonienne tranche très nettement sur la matrice. Cela ne veut pas dire qu'à l'intérieur de cette dernière certaines parties ne se comportent pas, relativement à d'autres, comme des systèmes vaguement filoniens mais, précisément, cela permet de remarquer que la distinction préliminaire étant au contraire très franchement marquée, il est vraisemblable qu'il faille lui attacher une signification pétrogénétique de la première importance.

Ceci méritait d'être signalé car, à l'image de ce que nous avons dit plus haut concernant le quartz, beaucoup d'espèces minérales (et notamment parmi celles qui sont les plus répandues de l'écorce terrestre) se retrouvent tout aussi bien dans la matrice des massifs rocheux que dans leurs cortèges filoniens.

De sorte que si nous examinons un minéral déterminé sans avoir de renseignements préalables sur les conditions de son prélèvement, nous sommes généralement très mal armés pour savoir s'il provient d'un filon ou au contraire d'une matrice.

Sommes-nous dans une meilleure situation lorsque l'échantillon dont nous disposons n'est plus un minéral mais une roche ? En première approximation, et du fait que l'on évoque souvent en géologie la notion de paragenèse hydrothermale, nous pourrions être tentés de le croire. Pourtant il n'est pas rare que telle association minérale observée dans un filon puisse elle aussi se rencontrer dans une matrice.

Ainsi en est-il de l'association chlorite-albite dont on dit parfois qu'elle est typiquement hydrothermale et dont on sait cependant qu'elle n'est pas une exclusivité des filons : très fréquemment en effet, on peut la trouver dans la matrice proprement dite de certains massifs granitiques.

Alors que faut-il retenir de cette distinction entre paragenèse hydrothermale et paragenèse magmatique à laquelle beaucoup d'ouvrages de géologie restent solidement attachés ? C'est la question que nous serions en droit de nous poser si un second examen des données de terrain ne venait nous en fournir la réponse.

Revenons en effet à la coupe-type que nous avons évoquée précédemment à propos des massifs de granite (fig 31) et examinons la matrice d'un peu plus près.

Que ce soit à l'œil ou bien encore au marteau, nous ne tardons pas à y distinguer deux faciès pétrographiques différents en ce sens que l'un nous apparaît comme une roche saine et l'autre comme une roche altérée. Dans les deux cas pourtant nous avons l'impression qu'une seule et même roche est impliquée de sorte que nous voyons finalement dans la roche altérée une forme d'altération de la roche saine.

Les premiers analystes qui ont procédé à une étude chimico-minéralogique de ce type de transformation ont constaté (ce qui n'est pas évident sur une simple observation du terrain) qu'elle peut être obtenue par une action de l'eau sur la roche saine. Pour cette raison, on a pu donner à la transformation proprement dite le nom d'altération hydrothermale et, de la même façon, on a pu qualifier de paragenèse hydrothermale l'association minérale qui constitue la roche altérée.

Au terme d'un va et vient répété entre terrain et laboratoire, on a enfin constaté, d'une manière générale, que la paragenèse hydrothermale caractéristique de la roche altérée se retrouve aussi dans le cortège filonien.

Si donc nous rassemblons l'ensemble de ces données pour tenter d'en dégager une base de discussion, nous retiendrons qu'une paragenèse hydrothermale est une association de minéraux dont l'origine peut être due à une action de l'eau sur une paragenèse antérieure.

Mais cela n'implique pas, bien entendu, que toute paragenèse hydrothermale ait nécessairement cette origine et, d'une autre point de vue, cela n'interdit pas que la paragenèse antérieure à laquelle nous venons de faire allusion ne soit elle-même une paragenèse hydrothermale préexistante et de moindre degré\*.

Nous terminerons là ces considérations générales dont l'utilité apparaîtra bientôt et nous allons nous interroger maintenant sur le problème de la nomenclature spilitique.

### B. POURQUOI LES LAVES SPILITIQUES POSENT-ELLES UN PROBLEME DE NOMENCLATURE ?

Dans le domaine de la géologie, le problème des spilites est peut être moins célèbre que celui du granite, mais il intervient d'une manière tellement précoce que même dans un travail exclusivement cartographique il est pratiquement impossible de l'éviter totalement\*\*.

On doit se rappeler en effet que s'il existe un problème fondamental concernant le granite, c'est parce que deux solutions générales, mais contradictoires, ont été envisagées pour rendre compte de la genèse de cette roche, alors même que sur tel ou tel granite particulier, il est souvent difficile de préciser laquelle des deux doit être retenue préférentiellement.

Concernant les spilites, les données initiales sont encore plus complexes et cela non seulement parce que nous nous trouvons en présence d'un plus grand nombre de solutions pour traiter, semble-t-il, d'un unique problème, mais aussi et surtout parce que nous décelons déjà des hésitations dans la manière même dont ce problème est énoncé.

Cet état de choses peut sembler bizarre, mais il tient au fait que la définition des roches spilitiques reste entachée d'une relative incertitude, à tel point même que lorsque deux pétrographes se trouvent d'accord pour

\* A titre d'exemple comparatif, nous dirions que le gypse dont la formule est  $SO_4Ca, 2H_2O$  a le caractère d'une paragenèse hydrothermale (en l'occurrence monominérale) qui peut être obtenue par action de  $H_2O$  sur l'hémihydrate  $SO_4Ca, 1/2 H_2O$ . Sachant d'autre part que  $SO_4Ca, 1/2 H_2O$  peut être lui-même obtenue par action de  $H_2O$  sur l'anhydrite (stricto sensu) de formule  $SO_4Ca$ , nous voyons finalement que vis-à-vis du gypse, l'hémihydrate joue le rôle d'une paragenèse hydrothermale préexistante et d'un moindre degré. En outre, et à l'image du gypse, elle constitue un cas de paragenèse monominérale.

\*\* Cette difficulté est ressentie pour les géologues lorsqu'ils rédigent la légende de leurs cartes.

considérer tel échantillon comme spilitique, il n'est pas évident en revanche que ce soit rigoureusement pour les mêmes raisons.

Nous ne reviendrons pas ici sur les détails précis qui justifient cette affirmation car ils ont été cités et recités par de nombreux auteurs et répertoriés récemment dans un ouvrage collectif consacré aux roches spilitiques\*.

En revanche, nous allons tenter d'aborder le problème sous un angle nouveau. Constatant en effet qu'il existe un groupe de roches que les géologues désignent sous le nom global de spilites, alors même qu'ils ne sont pas entièrement unanimes sur la définition de ce terme, nous essaierons de rechercher (en nous aidant tout d'abord d'un modèle simple et théorique) les raisons qui peuvent expliquer une telle situation\*\*.

Imaginons à cet effet (fig 32) un système thermodynamique qui, dans les conditions standard de pression et de température serait obtenu en versant dans un récipient deux liquides non miscibles. En outre, et pour fixer les idées, nous précisons que l'un de ces liquides serait noir et relativement dense, l'autre au contraire étant blanc et relativement léger.

Supposons aussi que l'enveloppe extérieure du récipient soit à la fois transparente et élastique et qu'elle puisse être placée dans un système extérieur dont nous pourrions modifier progressivement la pression.

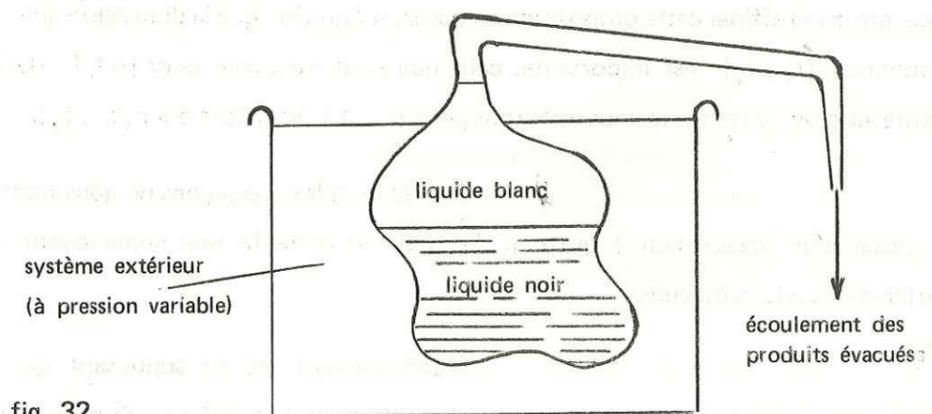


fig. 32

\* Nous faisons allusion à l'ouvrage intitulé "Spilit and Spilitic rocks" dont le lecteur trouvera les références en bibliographie sous le nom de AMSTUTZ C.G. (1974).

\*\* Il faut rejeter a priori l'hypothèse selon laquelle les pétrographes pourraient manquer de précision dans leurs définitions. Sans doute s'abandonnent-ils quelquefois à des excès de nomenclature, mais si l'incertitude qui pèse sur la définition des spilites trouvait là son explication, on devrait s'attendre à ce qu'une incertitude du même ordre pèse sur la définition du granite ou sur celle du basalte. Sachant justement que tel n'est pas le cas, nous dirons donc, sans plus insister, que l'hypothèse envisagée ne peut être retenue.

Dans ces conditions, et dans l'hypothèse où l'immiscibilité des deux liquides resterait vraie sur l'intervalle de pression, nous observerions, vu de l'extérieur le phénomène suivant :

Au début, il y aurait évacuation de liquide blanc et nous vérifierions qu'elle serait devenue totale avant que ne commence à son tour l'évacuation du liquide noir.

De sorte que sur un intervalle de temps total  $[t_1, t_2]$  nous serions conduits à distinguer deux sous-intervalles de temps consécutifs  $[t_1, t_1]$  et  $[t_1, t_2]$  et donc tels que sur tout  $dt$  appartenant à  $[t_1, t_1]$  le liquide évacué serait blanc tandis que sur tout  $dt$  appartenant à  $[t_1, t_2]$ , le liquide évacué serait noir.

Mais la coupure entre ces deux intervalles serait-elle vraiment réduite aux dimensions d'un instant  $t_1$ , ou bien équivaldrait-elle à un intervalle de temps intermédiaire  $[\Delta t_1]$  de dimensions finies ?

Dans ce domaine et ainsi que nous pouvons l'imaginer, la dimension réelle de  $[\Delta t_1]$  n'est jamais nulle, et, moyennant certaines conditions, il est même possible de la rendre équivalente à celle de  $[t_1, t_2]$ . \*

Au total, nous retiendrons cependant que ces cas extrêmes sont tout à fait exceptionnels et que, d'un point de vue pratique, l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  se décompose donc en trois sous-intervalles de temps consécutifs  $[t_1, t_1]$   $[\Delta t_1]$  et  $[t_1, t_2]$  dont aucun n'a une dimension nulle. Mais nous pouvons aussi affiner cette proposition en observant que lorsque la dimension que nous donnons à  $[t_1, t_2]$  est importante, celle que nous mesurons pour  $[\Delta t_1]$  devient petite vis-à-vis de celle que nous mesurons pour  $[t_1, t_1]$  ou encore pour  $[t_1, t_2]$ .

Ceci étant admis, essayons de nous mettre à la place d'un observateur à qui l'on demanderait d'établir une nomenclature des différents produits évacués.

Manifestement, et en supposant que cet observateur récupérerait et isolerait des échantillons de chacun des produits fournis au fur et à mesure de leur arrivée, il serait conduit à proposer pour eux la classification suivante :

\* Il suffit pour cela de maintenir le système en constante agitation sur  $[t_1, t_2]$ .

Tenant compte des réalités statistiques, il se contenterait de prévoir deux classes, l'un qu'il affecterait aux produits noirs et l'autre aux produits blancs.

De cette façon, il pourrait ranger l'ensemble des produits qu'il aurait récoltés sur la somme des intervalles de temps  $[t_1, t_1] + [t_1, t_2]$  et qui représenteraient donc une fraction extrêmement majoritaire devant la totalité des produits récoltés.

Quant aux produits restants, c'est-à-dire ceux qu'il aurait récoltés sur  $[\Delta t_1]$  il se bornerait à constater qu'ils ne seraient ni noirs ni blancs et pourtant il ne saurait les qualifier de gris car cette dernière proposition serait fautive à l'échelle des systèmes élémentaires.

Tenant compte alors de ce que leur masse totale serait extrêmement petite vis-à-vis de la masse totale des produits blancs, comme vis-à-vis de la masse totale des produits noirs, il ajouterait que, de ce point de vue aussi, ces produits intermédiaires constituent des exceptions.

Cette justification lui serait très précieuse, car c'est elle seule qui lui permettrait d'expliquer le fait qu'ils n'entrent pas dans son système de classification où, comme nous venons de le signaler, le cas des matériaux rassemblant plusieurs couleurs n'est effectivement pas prévu.

A un degré plus fin d'observation, il remarquerait que la composition de ces produits exceptionnels exprimée par exemple sous la forme du rapport

$$\frac{\text{masse de produits blancs}}{\text{masse de produits blancs} + \text{masse de produits noirs}}$$

ne serait pas la même pour chacun des échantillons analysés. Cependant, il constaterait que ce rapport oscille d'une façon apparemment quelconque, entre deux limites extrêmes, pas très éloignées l'une de l'autre, mais suffisamment cependant pour que la composition de ces divers échantillons lui paraisse variable.

Au total, il en arriverait donc à la conclusion que ces produits sont bien exceptionnels dans la mesure où tout à la fois ils sont rares, difficiles à situer dans sa classification et difficiles à définir par leur composition.

Assez curieusement, et pour peu que nous revenions maintenant aux classifications qui ont été proposées pour les roches éruptives, nous voyons que les caractères qui viennent d'être mentionnés sont ceux là même que nous avons rencontrés auparavant (page 142) lorsque nous évoquions la définition des spilites.

Nous allons donc réexaminer le cas de ces dernières et, pour ce faire, nous réutiliserons la base de discussion dont un aspect schématique était donné par la figure 29 \* et dont les conclusions du chapitre III contenaient les détails explicatifs.

Inspirée de la théorie des plaques, mais aussi de la géologie alpine, l'idée essentielle de ce schéma était que les matériaux évacués depuis la profondeur de la Terre vers la surface se subdiviseraient en sous-ensembles bien déterminés dont nous avons imaginé antérieurement les caractéristiques respectives.

Envisageons plus particulièrement le cas des sous-systèmes  $S''_{11}$ ,  $S''_{12}$ ,  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$  et, pour essayer de prévoir leur comportement, proposons-nous d'examiner au préalable les enseignements que nous pourrions retirer du modèle théorique suivant :

Nous nous donnons pour point de départ le même dispositif que celui déjà décrit antérieurement (fig 32), mais nous supposons qu'à la place du liquide noir et du liquide blanc qui étaient alors seuls mis en cause, nous avons cette fois quatre liquides différents et que l'ensemble des conditions opératoires auxquelles nous les soumettons puisse se résumer comme nous l'indiquons ci-après.

1 • Chacun des liquides versés dans l'unique récipient élastique a une couleur caractéristique (par exemple un liquide noir, un violet, un jaune et un blanc).

\* Rappelons qu'un exemplaire mobile de ce schéma est placé à l'intérieur de la couverture à la fin de l'ouvrage.

2 • Aucun des liquides n'est miscible dans un autre, et cette proposition reste vraie sur tout l'intervalle des pressions extérieures qui sont appliquées au système pendant l'expérience.

3 • Les densités des liquides noir et violet sont voisines l'une de l'autre et relativement élevées, tandis que les densités des liquides jaune et blanc, qui elles aussi sont voisines l'une de l'autre, prennent des valeurs relativement basses.

Ces conditions étant admises, essayons comme nous l'avons fait précédemment de proposer une classification pour les produits évacués par le système, en nous rappelant que cette évacuation est consécutive à une augmentation de la pression extérieure à laquelle il se trouve exposé.

Dans cette nouvelle expérience et en désignant par  $[t_1, t_2]$  l'intervalle de temps total nécessaire à sa réalisation, nous serions conduits une fois de plus à distinguer trois intervalles de temps consécutifs  $[t_1, t_1]$ ,  $[\Delta t_1]$  et  $[t_1, t_2]$ .

Sur tout dt de  $[t_1, t_1]$  nous constaterions que les produits évacués seraient des fractions liquides de couleur blanche mêlées à des fractions liquides de couleur jaune.

Inversement, sur tout dt de  $[t_1, t_2]$  nous constaterions que les produits évacués seraient des fractions liquides de couleur noire, mêlées à des fractions liquides de couleur violette.

Enfin, sur tout dt de  $[\Delta t_1]$ , nous récolterions des produits où chacune des quatre couleurs aurait ses propres représentants mais présents dans des proportions qui pourraient être légèrement variables d'un échantillon à l'autre.

Néanmoins, et compte tenu de ce que la masse totale des produits évacués sur  $[\Delta t_1]$  serait extrêmement petite vis-à-vis des autres masses recueillies, ce n'est pas dans les produits qui la composeraient que nous irions rechercher les principes de base destinés à établir une classification.

Mais par contre, tous les autres produits nous paraîtraient dignes d'intérêt et, considérant leur répartition dans le temps, nous procéderions à une première subdivision qui consisterait à opposer la paragenèse noir + violet à la paragenèse jaune + blanc.

A un second degré, c'est-à-dire dans la recherche de subdivisions plus subtiles, nous serions conduits à opposer le groupe des phases noires à celui des phases violettes ou bien encore le groupe des phases jaunes à celui des phases blanches, et ceci bien entendu, avant même que nous n'en venions à prendre en considération le groupe réunissant les quatre couleurs.

Une fois de plus, la raison de cette préférence s'expliquerait donc par les différences importantes qui auraient été enregistrées dans la mesure des masses et qui auraient conduit spontanément à considérer les produits rassemblant plus de deux couleurs comme des quantités a priori négligeables.

Il nous faut savoir maintenant si les enseignements que nous venons de retirer en nous aidant de ce modèle théorique à quatre couleurs peuvent avoir une signification vis-à-vis du schéma qui nous intéresse (fig 29) et plus particulièrement vis-à-vis des quatre sous-systèmes  $S''_{11}$ ,  $S''_{12}$ ,  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$  sur lesquels nous fixions notre attention un peu plus haut.

Dans l'expérience que nous venons d'imaginer, la condition préalable était que les quatre phases de couleurs différentes aient été réunies dans un même récipient où elles constituaient, par conséquent, le système global sur lequel nous avons raisonné.

Nous ne pourrions donc transposer le même raisonnement à l'ensemble des sous-systèmes  $S''_{11}$ ,  $S''_{12}$ ,  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$  tels que nous les avons repérés sur la figure 29 que dans la mesure où sur un intervalle de temps de dimension non nulle, ils se trouveraient réunis effectivement en un lieu donné.

Or précisément, si nous réexaminons d'un peu plus près les significations de ces sous-systèmes, il n'est pas du tout exclu que cette condition puisse être quelquefois satisfaite.

En effet, le sous-système  $S''_{11}$  désigne (ainsi que nous l'avons signalé plus haut) une fraction essentiellement aqueuse séparée du sous-système  $S''_{12}$  dont la composition est granitique. Cette séparation n'a évidemment de sens que si les deux systèmes étaient initialement réunis et nous pourrions faire la même observation à propos des sous-systèmes  $S'''_{211}$  et  $S'''_{212}$  qui, rappelons le, ont des compositions respectivement carbonatée et basaltique.

Il est plus difficile de savoir si les ensembles  $S''_{11} + S''_{12}$  d'une part et  $S'''_{211} + S'''_{212}$  d'autre part peuvent être eux-mêmes quelquefois réunis. En effet, si le schéma de la figure 29 n'interdit pas cette éventualité, il est clair qu'il ne la contient pas de manière explicite.

Cependant, si nous gardons en mémoire le fait que ces quatre sous-systèmes seraient issus d'un ancêtre commun S, nous allons postuler précisément qu'il puisse exister des intervalles de temps  $[\Delta t_i]$  sur lesquels ils se trouveraient réellement réunis.

De plus, et conformément au modèle théorique à quatre couleurs, nous admettons que de part et d'autre d'un tel  $[\Delta t_i]$  viendraient se placer (dans le système géologique ainsi repéré) des intervalles de temps de type  $[t_1, t_1]$  et  $[t_1, t_2]$  et cela de telle façon que l'ensemble obtenu satisfèrait aux conditions suivantes :

- 1 • Sur tout dt de  $[t_1, t_1]$  le système géologique considéré évacuerait vers la surface de la Terre des produits de composition  $S''_{11}$  et/ou  $S''_{12}$ .
- 2 • Sur tout dt de  $[t_1, t_2]$  ce même système géologique évacuerait vers la surface des produits de composition  $S'''_{211}$  et/ou  $S'''_{212}$ .
- 3 • La masse totale des produits évacués sur  $[\Delta t_i]$  (et dont la composition s'écrit donc  $S''_{11} + S''_{12} + S'''_{211} + S'''_{212}$ ) serait très petite vis-à-vis de la masse totale des produits évacués sur  $[t_1, t_1]$  ou sur  $[t_1, t_2]$ .

Il est alors significatif que si nous revenons à l'exemple de la géologie alpine, prise dans son ensemble, ce processus paraît concorder assez convenablement avec ce que nous observons dans les faits.

25 AOUT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Sur une transversale tracée à la latitude de Grenoble par exemple, il y a en effet de part et d'autre de l'intervalle de temps  $[\Delta t_1]$  auquel est liée l'émission des laves spilitiques du massif Ecrins-Pelvoux des intervalles de temps  $[t_1, t_1]$  et  $[t_1, t_2]$  dont les caractéristiques sont les suivantes :

•  $[t_1, t_1]$  est l'époque de l'orogénèse hercynienne ; l'observation du terrain montre qu'elle a été essentiellement marquée par des productions acides correspondant au terme  $S''_{12}$  de notre schéma (granite des Ecrins-Pelvoux et son encaissant siliceux) auxquelles nous ajoutons (sans que la preuve puisse en être donnée de façon directe) la production principalement aqueuse  $S''_{11}$  qui, dans cette région, serait venue contribuer à l'augmentation du volume de l'Hydrosphère.

•  $[t_1, t_2]$  est l'époque de l'orogénèse alpine : l'observation du terrain montre qu'elle a été marquée par une sédimentation carbonatée équivalente à  $S'''_{111}$  (Vercors, Oisans et Briançonnais par exemple) et par des manifestations ignées de composition basique et ultrabasique (Roches vertes de la zone frontière France-Italie en particulier) que nous assimilons évidemment au sous-système  $S'''_{212}$ .

Compte tenu de la discussion que nous avons développée tout au long de ce paragraphe, il est donc tout à fait remarquable que l'intervalle de temps  $[\Delta t_1]$  sur lequel le volcanisme spilitique s'est manifesté près de Grenoble soit précisément intercalé entre  $[t_1, t_1]$  et  $[t_1, t_2]$ .

C'est sur cette constatation que nous allons tourner une nouvelle page et, dans le paragraphe qui suit, c'est à la lumière de considérations beaucoup plus classiques que nous essaierons de mesurer la validité de notre schéma.

## 2e PARTIE : LE PROBLEME DU VOLCANISME SPILITIQUE ENVISAGE SOUS L'ASPECT DE LA GENESE DE SES PRODUITS

### A. REVUE CRITIQUE DES PRINCIPALES HYPOTHESES GENETIQUES RELATIVES AUX LAVES SPILITIQUES

Depuis leur apparition dans la littérature géologique sous la plume de BRONGNIART (1827) les roches spilitiques ont donné lieu à de très nombreuses descriptions ainsi qu'à un éventail assez étendu d'hypothèses de caractère génétique.

A tel point même que pour clarifier la masse des idées ainsi accumulées, il est apparu nécessaire de les répartir en différents groupes dont la somme constitue une véritable classification des théories génétiques particulières aux roches spilitiques.

L'un des exemples les plus connus d'une telle démarche est probablement celui d'un article paru en 1968 dans l'ouvrage collectif "basaltes" où l'auteur, en l'occurrence AMSTUTZ \*, montrait que le nombre des théories relatives à la pétrogenèse des spilites pouvait être estimé à dix.

En réalité, les distances qui séparent ces diverses théories n'atteignent pas toutes le même ordre de grandeur, et lorsque AMSTUTZ, à son tour, a assuré la coordination de l'ouvrage collectif "spilitic rocks" il a matérialisé cette constatation en réduisant de dix à trois le nombre des groupes qui lui paraissaient fondamentalement différents.

C'est ainsi qu'il décida de ranger selon le découpage suivant les diverses hypothèses qui se trouvaient en présence :

- 1 • Hypothèses proposant pour les roches spilitiques une origine primaire.
- 2 • Hypothèses proposant une origine autohydrothermale ou autométamorphique.

\* L'ouvrage est mentionné en bibliographie sous les noms de HESS H.H. et POLDERVAART A. (1968) qui en étaient les co-éditeurs.

3 • Hypothèses proposant une origine secondaire, diagenétique ou métamorphique.

Plus schématiquement encore, certains des coauteurs de l'ouvrage considéré, et notamment parmi ceux-ci VUAGNAT ont estimé que le nombre des hypothèses véritablement opposées n'est en fin de comptes que de deux. Effectivement, la question primordiale que l'on se pose à propos du volcanisme splitique consiste à savoir si les matériaux qu'on lui attribue sont d'origine primaire (et par conséquent non métamorphiques) ou au contraire d'origine secondaire (et par conséquent métamorphiques).

Cette question initiale étant énoncée, il est bien évident que la réponse que nous pourrons lui apporter va dépendre de la définition exacte que nous donnons à la notion de métamorphisme.

Sur ce point, il semble en première approximation que les données soient claires, en ce sens que nous qualifions de métamorphique (ou secondaire) un minéral qui prend naissance au dépens d'un minéral préexistant, tandis que nous qualifions de non métamorphique (ou primaire) un minéral qui cristallise directement au dépens d'un liquide.

En seconde approximation, il est cependant facile de mettre en évidence que cette définition se heurte très rapidement à un écueil pratique\*.

Considérons en effet les deux systèmes expérimentaux Quartz-Albite d'une part, Albite-Anorthite d'autre part, et proposons-nous d'examiner les processus de cristallisation auxquels ils conduisent lorsque partant d'un instant initial  $t_0$  où chacun de ces systèmes se présente sous un état entièrement liquide, nous les refroidissons jusqu'à un instant final  $t_n$  où ils sont entièrement cristallisés.

\* Il ne s'agit pas ici de la restriction conventionnelle que nous faisons toujours en géologie lorsque nous réservons le nom de roches métamorphiques aux seuls matériaux qui antérieurement à leur transformation étaient supposés s'être déjà hissés jusqu'à la surface de la Terre. Bien sûr, ce point de vue là a aussi son importance, mais nous lui réservons un paragraphe plus loin (page 172).

a) CAS DU SYSTEME QUARTZ-ALBITE (fig 33)

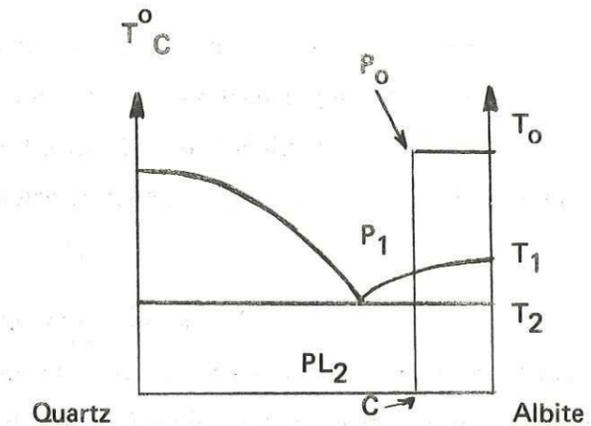


fig. 33

Imaginons que nous mélangions des cristaux de Quartz pur et des cristaux d'Albite pure de telle façon que leurs proportions respectives, exprimées en termes de masse, soient équivalentes à la composition globale indiquée par le point C de l'axe des abscisses.

Ensuite, nous plaçons le mélange ainsi obtenu dans un autoclave et nous chauffons le dispositif jusqu'à ce que la température interne du système ainsi défini atteigne la valeur T portée sur l'axe des ordonnées.

Nous constatons alors que le système est tout à la fois liquide et monophasé, et, sur tout intervalle de temps où les conditions restent celles que nous venons d'indiquer, il est possible de choisir un instant arbitraire t pour lequel le point P est donc parfaitement représentatif du système.

Le choix de cet instant  $t_0$  étant fait, refroidissons le système d'une manière quasi statique\* et examinons la série des intervalles de temps que nous sommes conduits à distinguer pour rendre compte de son évolution.

1 • Nous rencontrons tout d'abord un intervalle de temps  $[t_0, t_1]$  sur lequel le point représentatif du système parcourt le segment  $P_0 - P_1$ .

\* On dit qu'une transformation est quasi statique lorsque la manière pratique dont on la réalise est aussi proche que possible des conditions de réversibilité.

Cela signifie rappelons le, que la température du système passe de la valeur  $T_0$  à la valeur  $T_1$ , mais qu'en revanche il ne cesse lui-même d'apparaître comme un liquide monophasé et de composition C.

2 • A partir de l'instant  $t_1$ , et sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , des cristaux d'albite prennent naissance au sein du système et leur masse totale ne cesse d'augmenter. Corrélativement, la masse totale du liquide résiduel ne cesse de diminuer et sa composition évolue selon la trajectoire  $P_1 - PL_2$  de la courbe liquidus.

La représentativité de S n'est donc plus le fait d'un point unique, mais de deux points différents dont l'un caractérise la phase liquide de composition et de masse variables et l'autre la phase solide de masse variable mais de composition fixe.

Corrélativement, la température de S diminue de  $T_1$  à  $T_2$ , mais de telle façon qu'à chaque instant  $t$  de  $[t_1, t_2]$ , ses valeurs mesurées en des points quelconques de chacune des phases se révèlent identiques.

3 • A partir de l'instant  $t_2$ , et sur un intervalle de temps  $[t_2, t_3]$ , la température intérieure du système reste bloquée sur la valeur  $T_2$  cependant que des cristaux de Quartz précipitent à leur tour au sein du liquide, et que des cristaux d'albite continuent de précipiter.

4 • A partir de l'instant  $t_3$  le système est entièrement cristallisé et cela reste vrai jusqu'à l'instant final  $t_n$  que nous choisissons de façon arbitraire et pour lequel nous constatons que, la température du système étant  $T_n$ , sa composition (exprimée non plus à l'échelle des systèmes élémentaires, mais à l'échelle d'une valeur globale moyenne) est indiquée comme pour le système de départ, par le point C.

De cette expérience, nous retiendrons surtout qu'aucun des cristaux précipités n'a subi de destabilisation sur  $[t_0, t_n]$ , de sorte qu'à l'instant final  $t_n$ , tous les minéraux présents dans l'autoclave peuvent être qualifiés de primaires.

b) CAS DU SYSTEME ALBITE-ANORTHITE (fig 34)

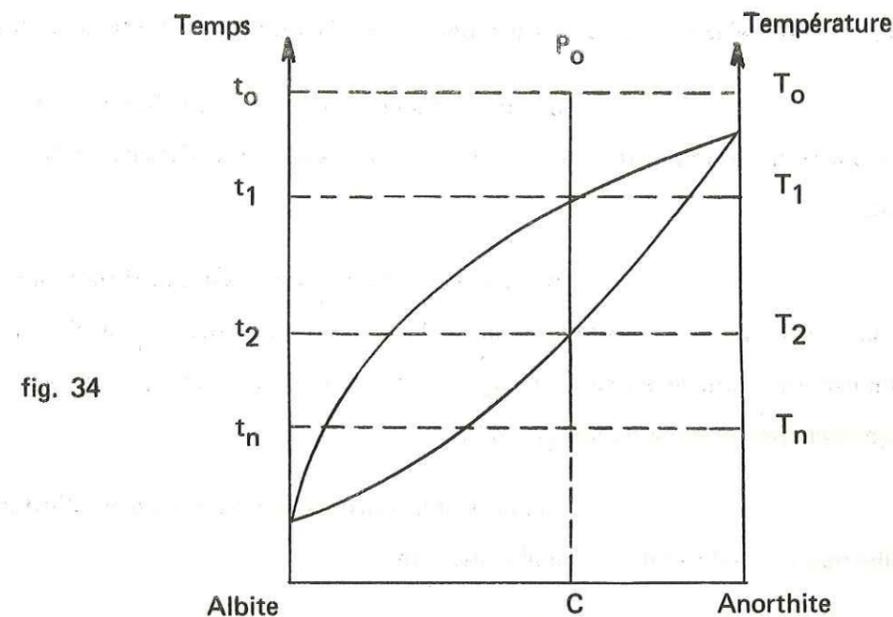


fig. 34

De la même façon que sur l'exemple précédent, considérons un instant initial  $t_0$  où le point représentatif du système est  $P_0$  dont les deux coordonnées sont C et  $T_0$  : le système est alors liquide et monophasé.

Par refroidissement quasi statique, la série des intervalles de temps que nous sommes conduits à distinguer ultérieurement s'établit comme suit :

1 • Un intervalle de temps  $[t_0, t_1]$  sur lequel le système reste liquide et monophasé, cependant que sa température intérieure passe de  $T_0$  à  $T_1$ .

2 • Un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel le système passe de l'état entièrement liquide à un état entièrement solide,  $t_1$  correspondant au liquidus et  $t_2$  au solidus.

Cependant, si  $t_i$  et  $t_j$  sont deux points quelconques de  $[t_1, t_2]$ , mais tels que  $t_j$  soit postérieur à  $t_i$ , ils satisfont aux conditions particulières énoncées ci-après :

A l'instant  $t_i$ , le système est composé de deux phases,

L'une est liquide, nous pouvons l'appeler  $L_t$  et sa composition est donnée sur le diagramme par le point d'abscisse  $L' t_i$ . En outre, il est intéressant de relever la valeur de sa masse et nous la désignerons par le symbole  $ML_t$ .

L'autre est solide et nous l'appellerons donc  $St_i$  en observant que sa composition est  $S' t_i$  et que sa masse peut être désignée par le symbole  $MSt_i$ .

A l'instant  $t_j$ , le système reste constitué d'une phase liquide et d'une phase solide, mais celles-ci sont devenues  $L_t$  et  $St_j$  dont les compositions respectives sont  $L' t_j$  et  $S' t_j$  et dont nous désignerons les masses respectives par les symboles  $ML_t$  et  $MSt_j$ .

Il existe alors entre les masses mesurées à l'instant  $t_i$  et celles mesurées à l'instant  $t_j$  la double inégalité :

$$ML_t < ML_{t_j}$$

$$MSt_j > MSt_i$$

Les conditions aux limites, c'est-à-dire celles qui correspondent aux instants  $t_i = t_1$  d'une part et  $t_j = t_2$  d'autre part s'écrivent évidemment :

$$ML_{t_2} < ML_{t_1}$$

avec ici  $ML_{t_2} = 0$  et  $ML_{t_1} = \max |ML_t|$

$$MSt_2 > MSt_1$$

avec ici  $MSt_2 = \max |MSt_j|$  et  $MSt_1 = 0$

3 • Un intervalle de temps  $[t_2, t_n]$  sur lequel le système est entièrement cristallisé et constitué d'une phase unique de composition C. Sur ce nouvel intervalle de temps, la température passe de la valeur  $T_2$  qu'elle avait atteinte précédemment jusqu'à la valeur finale  $T_n$ .

Nous voyons donc que la conclusion essentielle qui est à retenir de cette expérience s'oppose fondamentalement à celle du système Quartz-Albite. Ici en effet, aucun cristal de l'instant final ne peut être considéré comme

primaire, puisque sur l'intervalle de temps intermédiaire  $[t_1, t_2]$  toute masse élémentaire du système global a subi une série continue de cristallisations, de destructions et de recristallisations. Le qualificatif secondaire s'impose donc, encore qu'en toute rigueur, il évoque simplement l'idée d'une seconde cristallisation, ce qui, nous venons de le voir, est bien éloigné de la réalité.

Examinons alors, en leur consacrant un paragraphe spécial, les conventions qui sont habituellement adoptées face à de tels problèmes de nomenclature.

### c) SUR QUELQUES CONVENTIONS EN MATIERE DE NOMENCLATURE PÉTROGÉNÉTIQUE

Il est bien connu que d'un point de vue pratique, les pétrographes qualifient de primaires tout aussi bien les cristaux présents à l'instant  $t_n$  dans la première expérience (système Quartz-Albite) que ceux qui sont présents à l'instant  $t_n$  dans la seconde expérience (système Albite-Anorthite).

Alors quelle utilisation précise font-ils du mot secondaire ?

La réponse à cette question est donnée par la définition suivante :

Comme nous l'avons rappelé plus haut (page 156) un minéral est dit secondaire lorsqu'il remplace un minéral préexistant, et lui-même est qualifié de primaire dans le cadre de la transformation considérée.

Cette définition appelle néanmoins quelques remarques particulières que nous allons passer en revue :

#### REMARQUE 1

La notion de minéral préexistant ne peut s'employer que pour un matériau solide (et bien sûr monophasé) dont la composition reste stable sur un intervalle de temps de dimensions finies. En particulier, si nous

revenons à l'expérience de la cristallisation des plagioclases, nous voyons qu'antérieurement à l'instant  $t_n$  aucun matériau solide ne mérite le nom de minéral préexistant puisqu'en effet, le déroulement du processus de cristallisation nous avait conduit aux constatations suivantes :

1 • Sur  $[t_0, t_1]$ , le système restait entièrement liquide, de sorte que la question ne se posait pas.

2 • Sur  $[t_1, t_2]$ , le système passait d'un état entièrement liquide à un état entièrement solide, mais de telle façon que la composition de toute masse solidifiée, si petite fût-elle, ne pût demeurer stable au delà d'un dt infiniment petit.

La notion de minéral préexistant était donc inutilisable sur  $[t_1, t_2]$ .

3 • Sur  $[t_2, t_n]$ , le système entièrement cristallisé subissait une baisse de température, mais sa composition restait parfaitement stable, même à l'échelle des systèmes élémentaires.

La notion de minéral préexistant devenait donc applicable à partir de l'instant  $t_2$  et, puisque précisément aucune modification ne la concernait sur  $[t_2, t_n]$ , il devenait également clair que les minéraux de l'instant  $t_n$  étaient primaires.

Nous voyons donc que sur ce point précis, le langage pratique de la pétrographie est tout à la fois justifié et cohérent.

REMARQUE 2

Lorsque nous disons qu'un minéral secondaire est celui qui remplace un minéral préexistant, nous n'épuisons pas — tant s'en faut — toutes les possibilités minéralogiques de remplacement.

Revenons en effet à la transformation déjà invoquée au chapitre II :



Elle constitue un cas où le minéral secondaire (en l'occurrence le pyroxène) remplace deux minéraux préexistants (en l'occurrence le Quartz et l'Olivine).

Et si nous prenons en compte la transformation inverse, nous obtenons évidemment la conclusion inverse, qui elle aussi s'écarte du cas particulier très réduit qui jusqu'ici avait servi de support à notre définition.

Il nous faut donc élargir cette définition en lui donnant, au moins provisoirement, la signification suivante :

Nous dirons que tel minéral est secondaire par rapport à un ou plusieurs minéraux préexistants, lorsque les atomes bien déterminés qui le constituent proviennent du ou des minéraux préexistants.

Présentée sous cette forme, nous voyons alors que la définition d'un minéral secondaire implique que nous sachions repérer des atomes bien déterminés, et pour avoir évoqué cette question plus haut (chapitre II) nous savons que sa mise en œuvre peut être délicate.

Dans l'exemple que nous venons d'examiner (c'est-à-dire dans la transformation Quartz + Olivine  $\longrightarrow$  Pyroxène que nous supposons réalisée en autoclave), nous pouvons affirmer sans aucun risque d'erreur que la totalité des atomes bien déterminés incorporés aux cristaux de pyroxènes en fin d'opération étaient incorporés à l'ensemble des cristaux de Quartz et d'Olivine en début d'opération.

En conséquence, il est hors de doute que vis-à-vis des minéraux préexistants que constituent le Quartz et l'Olivine, les pyroxènes doivent être considérés comme secondaires.

Mais il existe aussi des systèmes où les minéraux de second temps ne peuvent être qualifiés de secondaires vis-à-vis des cristaux de premier temps.

Imaginons par exemple qu'en période d'hiver, nous procédions à l'opération suivante sur un intervalle de temps [  $t_0$ ,  $t_n$  ].

A l'instant  $t_0$ , nous sommes dans un laboratoire normalement chauffé, et nous prenons pour système initial un verre contenant de l'eau.

A un instant  $t_1$ , postérieur à  $t_0$ , nous ajoutons à ce système quelques cristaux de sel ordinaire (Cl Na) et nous attendons ensuite qu'ils se dissolvent.

A un instant intermédiaire  $t_i$  postérieur à la dissolution du sel, nous plaçons le dispositif sur le rebord extérieur d'une fenêtre, afin que la température plus basse du dehors entraîne un phénomène de cristallisation.

A un instant  $t_2$  où nous voyons que cette cristallisation est largement amorcée à l'intérieur du verre, nous récupérons le système et nous procédons à l'analyse des différentes phases qu'il contient.

Les résultats indiquent alors qu'il y a deux phases : l'une solide constituée par des cristaux de glace pure (et donc de formule  $H_2O$ ) l'autre liquide constituée par une solution aqueuse de Chlorure de Sodium (et dont la concentration en Cl Na est donc nécessairement plus élevée que celle qui régnait dans le système intégralement liquide que nous avons placé sur le rebord de la fenêtre à l'instant  $t_1$  ).

Il en résulte également que si les cristaux de l'instant  $t_1$  sont bien de premier temps par rapport aux cristaux de l'instant  $t_2$  qui eux sont de second temps, en revanche nous ne pouvons pas dire que ceux-ci soient secondaires vis-à-vis de ceux-là, puisque précisément les atomes bien déterminés qui constituaient les cristaux de premier temps se trouvent être totalement différents des atomes bien déterminés qui constituent les cristaux de second temps.

Nous avons déjà rencontré un phénomène analogue lorsque nous évoquions plus haut (chapitre II) le cas d'une pseudomorphose intégrale et nous avons constaté à cette occasion que la définition la plus stable d'un système géologique ne pouvait s'exprimer, en dernier ressort, qu'en termes de masses.

Ici, il n'y a même pas pseudomorphose, mais nous pouvons néanmoins exprimer en termes de masses la différence entre l'état cristallisé de l'instant  $t_1$  et l'état cristallisé de l'instant  $t_2$ .

Donnons-nous en effet comme unité de masse une masse que nous appellerons M et qui soit tout à la fois inférieure à la masse totale cristallisée sous forme de Cl Na à l'instant  $t_1$  ainsi qu'à la masse totale cristallisée sous forme de  $H_2O$  glacée à l'instant  $t_2$ .

Cette convention étant admise, désignons par  $Mt_1$  l'unité de masse cristallisée à l'instant  $t_1$  et par  $Mt_2$  l'unité de masse cristallisée à l'instant  $t_2$ .

Nous pouvons alors nous intéresser à la transformation solide  $\longrightarrow$  solide :

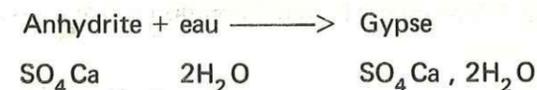


et nous voyons ainsi qu'elle implique un changement total d'identité entre les atomes bien déterminés qui se trouvent pris en compte à l'instant  $t_1$  d'une part et à l'instant  $t_2$  d'autre part.

En langage chimique, nous dirions que la transformation  $Mt_1 \longrightarrow Mt_2$  ne peut se faire que dans le cadre d'un système unitaire intégralement ouvert et, en langage pétrographique, nous traduirions cette même proposition en disant que sur [  $t_1$ ,  $t_2$  ] la métasomatose de S est intégrale.

REMARQUE 3

Envisageons à présent le cas de la transformation bien connue :



D'un point de vue, qui au premier abord peut nous sembler tout à fait formel, elle conduit à des conclusions très différentes

selon que les deux constituants de l'état initial sont considérés comme appartenant dès le départ à un même système ou au contraire à deux systèmes différents.

L'importance pratique de cette nuance n'apparaîtra qu'un peu plus loin, mais à la condition précisément que nous nous attachions dès à présent à bien distinguer les deux cas.

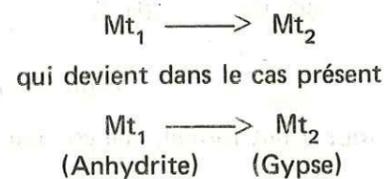
1er cas : l'anhydrite et l'eau constituent à l'instant initial  $t_0$  deux systèmes que nous considérons conventionnellement comme différents et non deux phases différentes que nous considérerions conventionnellement comme relevant d'un unique système.

Dans ce cas, si nous appelons  $t_1$  l'instant à partir duquel les deux constituants (Anhydrite et eau) entrent en réaction et  $t_2$  l'instant à partir duquel la totalité de la masse de matériau engagée dans l'opération se trouve exprimée sous forme de gypse (ce qui suppose des proportions initiales stœchiométriques) nous sommes conduits à rendre compte de la transformation en nous exprimant de la façon suivante :

Nous dirons qu'à l'instant initial  $t_0$ , il y a une seule espèce minérale préexistante qui est l'anhydrite et à l'instant final  $t_n$  (légèrement postérieur à  $t_2$ ) une seule espèce minérale finale qui est le Gypse.

Nous observerons aussi que cette manière de traduire les faits est bien celle qui correspond aux notations traditionnelles de la pétrographie où, en effet, le constituant  $H_2O$  n'est jamais considéré comme un minéral et cela pour la raison (en réalité bien arbitraire) que son état physique, correspondant aux conditions standard actuelles, n'est pas un état solide.

Si donc nous choisissons comme précédemment une unité de masse  $M$  rapportée aux seuls constituants solides et si nous nous intéressons à la transformation solide  $\longrightarrow$  solide :



nous voyons qu'elle implique l'existence d'un système moyen  $S$ , défini pour tout  $dt$  de  $[t_0, t_1]$  comme une certaine masse d'anhydrite qui, sur  $[t_1, t_2]$ , subit l'influence métasomatique d'un autre système moyen  $S'$  défini lui-même sur  $[t_0, t_1]$  comme une certaine masse d'eau.

Dans ce cas cependant, il est clair que la métasomatose de  $S$  est partielle et qu'elle s'oppose ainsi à celle que nous avons relevée précédemment à propos du constituant  $Cl Na$  où, comme nous l'avions noté, la métasomatose était totale.

2e cas : l'anhydrite et l'eau sont considérées, dès l'instant initial  $t_0$ , comme deux phases relevant d'un seul et même système.

Dans ce cas, la représentativité du système global est assurée par un système moyen et unique  $S$  de masse arbitraire  $M$  et dont la composition (conforme aux proportions stœchiométriques de la transformation considérée) reste stable sur la totalité de  $[t_0, t_n]$ .

Par voie de conséquence, il apparaît alors que les phénomènes de métasomatose intervenant sur  $[t_0, t_n]$  ne concernent pas le système moyen  $S$ , mais simplement chacune de ses phases constitutives, à la condition bien sûr qu'elle soit considérée isolément.

Au sens de la chimie, le système moyen  $S$  est donc lui-même fermé, ce que nous traduisons parfois dans le langage géologique en disant qu'il est topo-chimique.

REMARQUE 4

Dans le dernier cas que nous venons de prendre en compte, nous attribuons à l'eau liquide la même importance qu'à l'anhydrite, c'est-à-dire l'importance que l'on attribue d'ordinaire aux minéraux.

Il est d'ailleurs très probable que notre habitude de réserver la qualité de minéraux aux seuls constituants solides de la planète entraîne un certain nombre de complications dans la compréhension des phénomènes géologiques.

Ainsi, et pour nous en tenir au seul cas de l'eau ( $H_2O$ ), il est manifeste que le fait de l'avoir éloignée de la liste des minéraux lorsqu'elle se présente sous son état familier, qui est évidemment l'état liquide, nous conduit à la maintenir dans cet éloignement même lorsqu'elle se présente sous un état solide.

Nous en avons la preuve en constatant qu'elle n'est jamais prise en considération dans les classifications des roches, alors même qu'en certaines régions du globe (Groënland ou Antartique par exemple) elle constitue le matériau lithosphérique qui, de très loin, affleure le plus largement.

De surcroît, nous savons que si la température de la biosphère devait baisser de quelques degrés et se maintenir à cette nouvelle valeur pendant un certain intervalle de temps, la roche monominérale  $H_2O$  prendrait, à la surface de notre planète, une extension considérable et supérieure peut-être à celle de tout autre type de roche.

A la vérité, le problème posé dépasse de beaucoup celui d'une simple convention terminologique, et il n'est pas exclu que si beaucoup de géologues adoptent en tant que postulat de base la proposition générale que nous avons notée B à la page 15, cela puisse être dû pour une bonne part au fait que l'eau n'est pas considérée comme une roche, au même titre que le granite ou le basalte.

Autre conséquence probable de cette coutume, les roches sédimentaires ne sont généralement pas étudiées dans la même optique que les roches éruptives et cela sans doute parce qu'elles se forment le plus souvent au sein de l'hydrosphère à laquelle nous prêtons le rôle d'un écran de nature non pétrographique qui viendrait séparer ces deux types de roches.

Or il se pose à son niveau un problème important et assurément pétrographique dont nous pourrions résumer l'énoncé sous la forme suivante :

Désignons par  $t_1$  et  $t_2$  deux instants successifs et non contigus de l'histoire géologique de la Terre.

Si nous considérons que l'hydrosphère peut être représentée (à tout instant  $t$  de cette histoire) par un système moyen  $\bar{S}$  de masse arbitraire  $M$ , et dont  $H_2O$  est évidemment le constituant principal, la question se pose de savoir comment évoluent au sein de ce système les masses respectives d'eau directement juvénile et d'eau non directement juvénile c'est-à-dire, en fin de comptes, les masses respectives de roche éruptive et de roche sédimentaire.

Ce problème est d'ailleurs pris en compte dans la géologie moderne, où l'on s'attache à rechercher dans la valeur de certains rapports isotopiques les caractéristiques nous permettant de distinguer l'eau juvénile de l'eau non juvénile\*.

Mais il y a un autre avantage à classer l'eau parmi les roches, c'est celui de ne pas refermer nos interprétations sur une hypothèse unique lorsque nous nous interrogeons sur la genèse de certains matériaux tels que les sels.

Prenons pour exemple le cas d'une couche de gypse. De façon quasi systématique, nous interprétons sa présence comme le symptôme évident d'un phénomène d'évaporation. En réalité, il y a une autre explication possible qui est celle de l'arrivée à la surface de la Terre (et dans le secteur considéré) d'une eau relativement chaude et donc susceptible d'être très sulfatée.

Entrant dans le domaine des conditions standard de pression et de température, cette eau se trouverait contrainte de déposer, sous la forme d'un précipité gypseux par exemple, la masse des ions  $SO_4^{--}$  et  $Ca^{++}$  qui, vis-à-vis de son nouveau pouvoir dissolvant serait devenue excédentaire.

La même éventualité peut également être envisagée pour les couches de Halite (Cl Na) de Sylvine (Cl K) et de façon générale, pour toutes les roches que nous regroupons sous la désignation d'évaporites et dont cependant nous n'avons pas toujours la preuve qu'elles soient le résultat réel d'une évaporation.

\* Nous faisons allusion ici aux rapports tels que  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ou encore  $^{16}O/^{18}O$ .

Mais une fois encore, il paraît important de souligner que cette attitude découle directement de ce que nous ne classons pas l'eau parmi les roches, et de ce que la proposition générale que nous avons notée B à la page 213 a longtemps servi de principe fondamental dans tous les travaux de géologie. Dans le présent ouvrage, où le postulat de base se confond au contraire avec la proposition générale A, nous aurons l'occasion (page 213) d'envisager pour certains niveaux gypseux une origine que les seuls phénomènes d'évaporation n'expliqueraient peut-être pas.

REMARQUE 5

Les deux cas que nous avons examinés un peu plus haut sous la remarque n° 3 ont pu sembler bien théoriques quant à leur différence. Nous allons voir qu'il n'en est rien et que, bien au contraire, cette différence présente un intérêt pratique très significatif.

Examinons à cet effet l'ensemble des diagrammes d'équilibre de minéraux tels qu'ils apparaissent dans la littérature géologique, et dont nous savons qu'ils traduisent des résultats obtenus expérimentalement.

Qu'il s'agisse de diagrammes à un constituant, à deux constituants, à trois constituants ou même à plus de trois constituants, il existe toujours dans chacun de ces diagrammes un domaine où le système est tout à la fois entièrement liquide et monophasé.

C'est en général à l'intérieur de ce domaine que l'on prend arbitrairement un point représentatif initial  $P_0$  et qui correspond donc à l'instant d'observation que nous appelons  $t_0$ . Par la suite, nous examinons les différentes étapes de cristallisation du système, et dans la mesure où le refroidissement a été réalisé de façon quasi statique, nous disons qu'à tout instant intermédiaire  $t_i$  pris sur l'intervalle de temps  $[t_0, t_n]$  nécessaire à l'opération, les différentes phases qui peuvent se présenter sont en équilibre mutuel.

D'un point de vue expérimental, cela veut dire que si à partir de l'instant  $t_i$ , et sur un intervalle de temps  $[\Delta t_i]$ , nous

décidons d'interrompre le refroidissement du dispositif (tout en maintenant les conditions opératoires aux valeurs où elles étaient parvenues), la composition du système reste alors sur tout  $dt$  de  $[\Delta t_i]$  celle que nous avons relevée à l'instant  $t_i$ .

D'un point de vue thermodynamique, nous interprétons cette situation en disant que tout constituant, qui se trouve alors réparti entre différentes phases, possède dans chacune d'elles le même potentiel chimique.

Nous reviendrons à la fin du présent ouvrage sur ce problème des potentiels chimiques, mais, dès à présent, nous pouvons remarquer que lorsqu'un système géologique naturel est considéré à un instant  $t_0$ , il n'est pas obligatoirement monophasé, et donc il n'est pas obligatoirement représenté par un point unique assimilable au point  $P_0$  des diagrammes expérimentaux.

Nous verrons également qu'en pareil cas, la condition d'égalité des potentiels chimiques n'est pas nécessairement satisfaite, et que cet état de choses peut éclairer, dans une certaine mesure notre compréhension du problème des spilites.

Pour l'instant, nous retiendrons simplement que lorsqu'un système géologique se trouve polyphasé dès l'instant  $t_0$  où nous le prenons en compte, nous n'avons alors aucune preuve matérielle nous permettant d'affirmer qu'il ait été monophasé antérieurement.

De sorte que nous ne savons pas s'il convient de le considérer comme un système unique et polyphasé ou bien au contraire comme une juxtaposition accidentelle, dans le temps et dans l'espace, de plusieurs systèmes indépendants.

Nous arrêterons provisoirement ici cette série de remarques et nous allons tenter une première incursion dans le domaine des théories spilitiques en nous interrogeant tout d'abord sur la signification d'intérêt pratique qu'il convient d'attribuer au phénomène de métamorphisme.

d) DÉFINITION PRATIQUE DU MÉTAMORPHISME

D'un point de vue purement théorique, nous pourrions dire qu'une roche est métamorphique dès l'instant que l'un au moins des minéraux qu'elle contient peut être considéré comme secondaire vis-à-vis d'un minéral préexistant.

Il est cependant bien évident qu'une telle définition est dénuée de sens pratique. En effet, compte tenu des observations que nous avons faites précédemment, il est tout à la fois difficile de prouver qu'un ensemble d'atomes bien déterminés a été engagé dans une transformation précise du type primaire → secondaire, et en même temps, il est à peu près certain que tous les échantillons pétrographiques que nous récoltons à la surface de la Terre ont connu au cours de leur histoire géologique une multitude de telles transformations.

De sorte que dans cette optique là, toutes les roches seraient métamorphiques.

D'un point de vue pratique, et qui par conséquent évite cet écueil, on admet tout d'abord qu'une roche est entièrement composée de minéraux primaires lorsque l'intervalle de temps où nous la prenons en considération est celui où elle parvient pour la première fois à la surface de la Terre. Par la suite, si des transformations du type primaire → secondaire se produisent au sein de cette même roche, alors nous disons qu'elle est devenue métamorphique\*.

Bien que relativement commode, cette acception laisse planer une imprécision certaine quant à la définition exacte des matériaux susceptibles d'être concernés (ou au contraire épargnés) par le métamorphisme.

En effet, où faut-il situer la limite entre matériaux pouvant être considérés comme parvenus à la surface de la Terre et matériaux pouvant être considérés comme demeurés en profondeur ?

\* Ceci répond à la question que nous avons laissé en suspens précédemment (note infra-paginale de la page 156)

Si nous envisageons le cas des coulées de laves, le problème est relativement facile à résoudre, mais en revanche, s'il s'agit d'intrusions dont une partie au moins reste souterraine, alors le volume exact du matériau à prendre en compte devient très difficile à délimiter.

Par chance, cette ambiguïté paraît justement épargner le cas des roches spilitiques, puisqu'en effet, l'abondance des microlithes feldspathiques qu'elles contiennent nous autorise à les considérer d'emblée comme des roches d'écoulement volcanique.

Pour ce qui les concerne, la question de savoir si elles sont ou si elles ne sont pas métamorphiques est donc a priori sans équivoque et nous savons aussi (pour avoir évoqué plus haut une observation formulée par VUAGNAT) qu'elle constitue la question primordiale dans le problème du volcanisme spilitique.

Nous allons donc essayer de contribuer à lui trouver une réponse, et à travers cette démarche, ce sont précisément les arguments de VUAGNAT que nous examinerons avec une particulière attention.

Non pas seulement parce que cet auteur compte parmi les grands connaisseurs des spilites mais aussi parce que la théorie qu'il défend aujourd'hui quant à leur origine se trouve diamétralement opposée à celle dont il était l'un des principaux pionniers il y a quelques années.

De sorte que le cheminement de sa pensée est certainement intéressant à retracer et c'est ce que nous tenterons de ne pas perdre de vue en examinant maintenant et pour chacune des deux théories spilitiques les principaux arguments qui ont été avancés.

Au préalable, retenons simplement que s'il est souvent difficile d'opérer un choix entre les deux, c'est évidemment parce que les minéraux qui constituent la paragenèse spilitique sont en général ceux-là même qui apparaissent aussi dans certaines conditions de métamorphisme et plus précisément dans le domaine que les pétrographes désignent sous le nom de " faciès schistes verts " \*.

\* C'est d'ailleurs cet état de choses qui est responsable, au moins partiellement, de l'existence du problème des spilites.

Sur cet état de choses lui-même, l'accord des géologues peut d'ailleurs être considéré comme unanime, et le problème qui reste posé est donc celui de l'existence ou de la non existence de roches spililitiques qui ne seraient pas métamorphiques.

Aussi est-ce vers ce problème précis que nous allons nous diriger maintenant.

e) ARGUMENTS INVOQUÉS EN FAVEUR DE LA THÉORIE PRIMAIRE

Si les partisans de la théorie primaire ne sont pas tous rassemblés autour d'une seule et même explication, ils partagent au moins un avis commun qui consiste à admettre l'existence de roches spililitiques non métamorphiques.

Les arguments qu'ils invoquent à cet effet sont essentiellement les suivants :

- Le plus important est peut-être qu'il existe des roches spililitiques dans des contextes géologiques considérés comme non métamorphiques. C'était d'ailleurs l'un des arguments forts dans l'hypothèse initiale que soutenait VUAGNAT (1946-1947).

- Le second réside dans le fait que les principales associations minéralogiques qui caractérisent les roches spililitiques (et notamment l'association Albite + Chlorite) ne présentent pas les symptômes d'une "géométrie de substitution" tels que l'on pourrait s'attendre à les observer dans l'hypothèse d'une origine métamorphique.

Nous indiquerons un peu plus loin (page 178) la signification précise qui est attachée à cette notion et, pour l'instant, nous nous bornerons à signaler que dans l'hypothèse initiale de VUAGNAT, ce critère apparaissait lui aussi comme un point essentiel de l'argumentation.

f) ARGUMENTS INVOQUÉS EN FAVEUR DE LA THÉORIE SECONDAIRE

Les partisans de la théorie secondaire eux non plus ne sont pas regroupés d'une façon exclusive autour d'une hypothèse

unique, mais la convergence de leurs différents points de vue n'en apparaît pas moins à l'évidence dans le phénomène suivant :

En règle générale, lorsqu'un pétrographe s'intéresse à la genèse des roches spililitiques, c'est toujours la théorie primaire qu'il envisage en premier lieu, même s'il le fait implicitement.

Ainsi, lorsque au début de ce chapitre IV, nous avons rappelé (et admis) que les spilites peuvent être considérées comme des roches anormales, c'est évidemment parce que nous les comparions directement et implicitement à d'autres roches volcaniques, elles-mêmes jugées normales dans le cadre d'une hypothèse primaire.

De sorte que la théorie secondaire ne peut être envisagée que si des raisons préalables ont été décelées indiquant que la théorie primaire devait être abandonnée.

Ce sont précisément de telles raisons qui ont conduit VUAGNAT à adopter la théorie secondaire après que lui-même ait non seulement envisagé mais aussi fortement soutenu la théorie primaire.

Alors quelles peuvent être ces raisons si particulières qu'on puisse ne pas les apercevoir dans un premier temps et qui, lorsqu'on les a découvertes, modifient si radicalement les conceptions ?

La réponse à cette question est extrêmement simple et nous pouvons dire qu'elle se confond avec ce que nous appelons d'une façon très générale "les progrès des techniques d'observation".

C'est grâce à eux en effet que dans la dizaine d'années qui vient de s'écouler, de nombreuses séries géologiques ont été reconnues métamorphiques alors que précédemment, il était admis sans discussion qu'elles ne l'étaient pas.

C'est grâce à eux aussi que les symptômes d'une "géométrie de substitution" ont pu être décelés récemment dans certaines formations pétrographiques où auparavant on ne les remarquait pas.

Nous allons donc réexaminer successivement les critères de métamorphisme et de géométrie de substitution, et nous insisterons plus particulièrement sur le second puisque, comme nous en sommes convenus antérieurement (page 174) il nous reste à préciser sa signification.

g) ANALYSE DU CRITERE DE MÉTAMORPHISME

Donnons nous pour point de départ l'exemple (déjà invoqué dans cet ouvrage) que constituent les laves spilitiques du massif des Ecrins-Pelvoux dans les Alpes françaises.

Ici, les coulées sont d'âge triasico-liasique, et le contexte sédimentaire dans lequel elles sont intercalées est à dominante carbonatée.

Jusqu'à une époque assez récente, ce contexte était supposé non métamorphique et, par conséquent, les laves spilitiques étaient elles-mêmes considérées comme d'origine primaire.

Depuis quelques années, la découverte d'indices métamorphiques de faible degré dans cette série relance le problème car on peut en effet se demander si le caractère spilitique des laves n'est pas lui aussi métamorphique et par conséquent secondaire.

Transposons-nous alors vers certaines régions du globe où des situations semblables ont déjà donné lieu à des études spécifiques, et empruntons à leurs auteurs respectifs les conclusions qui leur ont paru s'imposer.

Examinons en particulier celles de SMITH d'une part et de VUAGNAT d'autre part telles qu'elles apparaissent dans l'ouvrage collectif " spilitic and spilitic rocks " \*.

Selon SMITH, le volcanisme précambrien de la région des lacs supérieurs canadiens présente localement les symptômes d'un métamorphisme de faciès schistes verts, et les coulées proprement dites montrent la caractéristique suivante :

\* Rappelons que dans les pages consacrées à la bibliographie, cet ouvrage figure sous le nom de AMSTUTZ C.G.

Pour les plus minces, c'est-à-dire celles dont l'épaisseur n'excède pas un mètre, le caractère spilitique (marqué en l'occurrence par la nature albitique des feldspaths) se rencontre partout.

Pour les plus épaisses, ce même caractère spilitique est au contraire limité aux zones sommitales et basales. En effet, les analyses pratiquées sur les zones centrales des coulées démontrent que les matériaux qu'on y prélève sont de véritables basaltes car leurs plagioclases sont eux-mêmes nettement calciques.

Selon VUAGNAT, les grès tertiaires de Taveyane (Alpes franco-suisse) recèlent des fragments d'origine volcanique dont la distribution peut être résumée comme suit :

Dans leurs zones basales et sommitales (qui toutes deux sont des zones relativement calciques) les bancs de grès contiennent des fragments volcaniques dont les plagioclases eux aussi sont relativement calciques.

Dans leurs zones centrales au contraire, les bancs de grès contiennent des fragments volcaniques dont les plagioclases sont albitiques.

Sur chacun de ces deux exemples, SMITH comme VUAGNAT soulignent en outre le caractère métamorphique des roches encaissantes et précisent qu'il s'agit en l'occurrence d'un métamorphisme de faciès schistes verts.

Leurs opinions finales (étayées par des critères microscopiques complémentaires que nous évoquerons incessamment) attribuent alors à ce même métamorphisme la responsabilité de la spilitisation des laves. Plus précisément, ils admettent l'un et l'autre que les laves s'étaient initialement épanchées sous la forme normale de basaltes et que sous l'effet de la charge ultérieure d'une épaisse couverture sédimentaire, elles auraient acquis le caractère spilitique dont nous venons de rappeler la localisation.

Avant de soumettre cette conception à un examen critique, voyons donc en quoi consiste ce critère de " géométrie de

substitution" auquel nous faisons allusion plus haut et qui s'ajoute souvent au critère de métamorphisme dans l'étude pétrogénétique des spilites.

#### h) ANALYSE DU CRITERE DE GÉOMÉTRIE DE SUBSTITUTION

Au cours des premier et troisième chapitres de cet ouvrage, nous avons eu l'occasion de dire quelques mots concernant les transformations minéralogiques qui s'effectuent avec pseudomorphose.

Cela signifie, rappelons-le, que les limites extérieures d'un minéral préexistant sont conservées lorsque, à la suite d'une réaction chimique, ce minéral se trouve remplacé par un autre minéral ou plus souvent encore par plusieurs autres minéraux.

Il s'agit là d'un phénomène assez fréquemment visible dans la nature, et tout au moins lorsque le rôle de minéral préexistant est tenu par des cristaux d'Olivine. Dans ce cas en effet, la géométrie de leur contour initial se conserve tout au long de la transformation de sorte qu'on peut reconnaître certains vestiges de l'olivine sur un espace final où l'olivine n'est pourtant pas représentée.

Il était donc tentant de s'interroger sur les possibilités de transposer cette méthode au cas de l'albite des roches spilites et de se donner pour base de raisonnement le principe suivant :

Le problème de l'origine des spilites étant, entre autres choses, celui de l'origine de leurs albites, on pouvait imaginer que celles-ci ne présenteraient pas les mêmes symptômes géométriques selon qu'elles dériveraient directement d'un milieu liquide ou au contraire d'un minéral préexistant.

Dans le premier cas en effet, il fallait s'attendre à ce que les cristaux d'albite aient une apparence de minéraux de premier temps, et dans le second cas à ce qu'ils aient une apparence de minéraux de substitution, associés entre eux (et éventuellement à d'autres minéraux de substitution) de telle façon que sur l'emplacement de cette association, on puisse voir les ruines d'un plagioclase préexistant.

C'est dans cette optique que les partisans d'une origine primaire des spilites justifient quelquefois leur point de vue en indiquant que les cristaux d'albite (dont ils ont examiné les particularités microscopiques) ne leur semblent pas avoir été édifiés sur un emplacement où le précédent occupant aurait été autre chose qu'un matériau liquide.

Inversement, mais toujours dans cette même optique, les partisans de la théorie secondaire se recrutent davantage parmi ceux qui décèlent des vestiges minéralogiques anciens sur l'emplacement des minéraux actuels.

Devant une telle situation, on est en droit de se demander si les géologues qui préconisent la théorie secondaire ne disposeraient pas en fin de comptes d'observations plus élaborées que les géologues attachés à la théorie primaire.

Rapportée à l'exemple particulier de VUAGNAT, cette présomption devient évidemment une certitude, car nous concevons bien qu'entre l'instant de sa théorie ancienne et l'instant de sa théorie actuelle, il n'a pu qu'améliorer la masse de ses observations aussi bien dans leur quantité que dans leur qualité.

Mais il reste à savoir si la découverte de tous ces indices de métamorphisme et de tous ces minéraux préexistants constituent vraiment des arguments probants pour conclure que l'origine des roches spilites est nécessairement secondaire.

Nous allons voir dans les quelques lignes qui suivent que cette hypothèse laisse en fait plusieurs questions en suspens, et notamment lorsque nous examinons à une échelle qui n'est plus celle des pseudomorphoses ce que AMSTUTZ appelle la " similitude de symétrie ".

#### i) ANALYSE DU CRITERE DE SIMILITUDE DE SYMÉTRIE

Fixons notre attention sur les enseignements que nous pouvons retirer lorsque nous réalisons les processus, extrêmement simples qui sont invoqués dans les deux expériences suivantes :

1ère expérience : à un instant  $t_0$ , nous considérons deux récipients contenant chacun un peu d'eau. Nous appelons alors système  $S_1$  l'eau qui est contenue dans l'un et système  $S_2$  l'eau qui est contenue dans l'autre.

A un instant  $t_1$ , nous décidons de verser  $S_2$  dans  $S_1$ , afin que le récipient qui contenait initialement  $S_1$ , contienne désormais la somme  $S_1 + S_2$  que nous appellerons  $S_3$ .

Il est évident que si nous devons procéder à une analyse chimique de  $S_3$ , nous trouverions les mêmes résultats que ceux que nous aurions pu obtenir initialement sur  $S_1$  comme sur  $S_2$ , en ce sens que dans les trois cas, la composition s'écrirait :  $H_2O$ .

Cependant le fait important est que cette proposition ne vaut pas seulement à l'échelle des systèmes globaux, mais également à l'échelle des systèmes élémentaires.

2e expérience : si maintenant nous nous proposons de restituer à chacun des deux récipients l'eau qu'il contenait initialement, nous nous heurtons immédiatement à un problème de définition.

En effet, si  $S_1$  et  $S_2$  ont été définis initialement par leurs compositions et par leurs masses respectives, il n'y a alors aucune difficulté à réaliser l'opération.

Par contre, si la définition initiale de  $S_1$  et de  $S_2$  était liée tout à la fois à leur composition et au repérage des atomes bien déterminés contenus dans chacun d'eux, alors l'opération devient rigoureusement impossible.

Variante : En opérant toujours dans les conditions standard, nous envisageons deux expériences en tous points identiques à celles décrites ci-dessus, à ceci près que  $S_1$  devient un ensemble de cristaux de Quartz et  $S_2$  un ensemble de cristaux d'Olivine.

Dans ce cas, les conclusions obtenues précédemment se trouvent modifiées sur deux points fondamentaux :

Le premier est que la composition de  $S_3$  n'est plus celle de  $S_1$  ni celle de  $S_2$  et cela, même à l'échelle des systèmes élémentaires.

Le second est que la seconde expérience est toujours possible, quelle que soit la définition que nous adoptons au départ pour les systèmes  $S_1$  et  $S_2$  \*.

TRADUCTION DES RÉSULTATS CONSTATÉS EN TERMES DE SIMILITUDE DE SYMÉTRIE

1er cas : (expérience réalisée avec l'eau)

Lorsque  $S_1$  et  $S_2$  se trouvent mélangés ensemble (pour constituer  $S_3$ ), nous sommes dans l'impossibilité de les identifier isolément : il y a donc identité d'aspect entre l'un et l'autre.

Mais sachant qu'il y a aussi identité de composition, nous en dégageons la conclusion que dans ce premier cas, l'identité de composition et l'identité d'aspect coïncident.

2e cas : (expérience réalisée avec Quartz et Olivine)

Lorsque  $S_1$  et  $S_2$  se trouvent mélangés ensemble (pour constituer  $S_3$ ) nous reconnaissons séparément chacun d'eux : il y a donc disparité d'aspect.

Mais sachant qu'il y a aussi disparité de composition, nous en tirons donc la conclusion que dans ce deuxième cas précis, la disparité de composition et la disparité d'aspect coïncident.

Au total, et d'une façon conventionnelle, nous dirons alors avec AMSTUTZ que le critère de composition et le critère d'aspect sont liés entre eux par une similitude de symétrie.

\* Rappelons à cet effet que lorsque des cristaux de Quartz et d'Olivine sont mélangés ensemble dans des conditions standard, on constate d'un point de vue pratique qu'ils ne réagissent pas entre eux pour donner naissance à du pyroxène.

j) TRANSPOSITION DE LA NOTION DE SIMILITUDE DE SYMÉTRIE AU PROBLEME DE LA GENESE DES ROCHES SPILITTIQUES

Dans l'exemple que nous venons d'invoquer, nous pouvons dire que le critère d'aspect appliqué à  $S_3$  établit une opposition a priori entre  $S_1$  et  $S_2$ .

En outre, et parce que l'opération pratique de séparation que nous menons ensuite sur  $S_3$  consiste à prendre un par un les cristaux de Quartz (par exemple) pour les retirer de ce qui apparaît alors comme une matrice d'Olivine, nous pouvons préciser que le critère d'aspect s'applique à l'échelle des cristaux proprement dits.

Il est alors remarquable que dans les formations rocheuses naturelles, le critère d'aspect n'oppose pas entre eux que des espaces de volume beaucoup plus grand et dans lesquels des centaines ou des milliers de cristaux différents (même dans leur composition) peuvent être rassemblés.

C'est en l'appliquant à cette échelle que le critère d'aspect nous a permis d'opposer plus haut (fig 31) les deux ensembles constitutifs d'un massif de granite et auxquels nous avons donné les noms respectifs de "matrice" d'une part et de "filons" d'autre part.

Dans le cas particulier des gisements spilitiques, les distinctions que nous pouvons opérer en fonction du critère d'aspect, et à l'échelle évoquée ci-dessus, n'opposent pas entre eux que des filons et des matrices.

En effet, et ainsi que l'ont souligné plus particulièrement BENSON (1913-1915) puis AMSTUTZ (1968), cette opposition concerne différents couples de sous-ensembles, parmi lesquels le couple "matrice-filons" est donc un simple cas particulier, et qui de surcroît présente une frontière interne relativement régulière dans son tracé\*.

Dans la mesure où la matrice considérée ici serait désignée sous le numéro 1 (ou sous le nom de matrice fondamentale pour reprendre l'expression introduite à propos du granite), nous pourrions envisager

\* En effet, les deux bords opposés d'un filon nous apparaissent grossièrement parallèles.

aussi une matrice n° 2 intervenant au niveau du couple "pillons-matrice n° 2" dont les pétrographes ont souvent montré que la frontière interne est également assez régulière dans son tracé.

Tout en observant alors que cette matrice n° 2 n'est généralement qu'un sous-ensemble de la matrice n° 1, il est intéressant de remarquer que d'autres couples encore peuvent être repérés lorsque le système global pris en compte se trouve être précisément un gisement spilitique.

Nous n'en ferons pas ici l'énumération puisque celle-ci a déjà été établie par AMSTUTZ (1968), mais nous insisterons en revanche sur certains caractères que cet auteur avait lui-même soulignés ou tout au moins laissé entendre de façon implicite.

Dans le cas particulier des gisements spilitiques, le caractère qui frappe a priori est celui du nombre de couples, car il est en effet nettement plus élevé que dans le cas d'un gisement granitique ou bien encore d'un gisement basaltique par exemple.

En second lieu, nous rappellerons que pour les couples autres que les deux auxquels nous avons fait allusion un peu plus haut, la frontière interne présente un tracé souvent irrégulier.

Nous ajouterons aussi qu'il en va généralement de même pour le tracé des frontières qui séparent les différents couples.

Enfin, et AMSTUTZ a insisté très fortement sur ce point, il existe généralement une différence de composition entre les deux parties d'un couple déterminé de même aussi qu'entre les systèmes moyens représentatifs des divers couples.

De sorte que nous retrouvons, à l'échelle des sous-ensembles ainsi pris en considération, cette similitude de symétrie dont nous avons rappelé la définition sur l'exemple de deux systèmes extrêmement simples.

Voyons alors, pour terminer ce paragraphe, comment le critère de similitude de symétrie a été utilisé par les partisans respectifs des théories primaire et secondaire et essayons de dresser pour chacune d'elle un bilan général qui puisse mettre en relief ses avantages et ses inconvénients.

k) BILAN COMPARATIF DES THÉORIES PRIMAIRE ET SECONDAIRE

Dans l'optique de la théorie secondaire, il paraît difficile d'expliquer la genèse des différents sous-ensembles dont AMSTUTZ a dressé la liste et dont nous donnons ci-après (fig 35) une représentation extrêmement schématique.

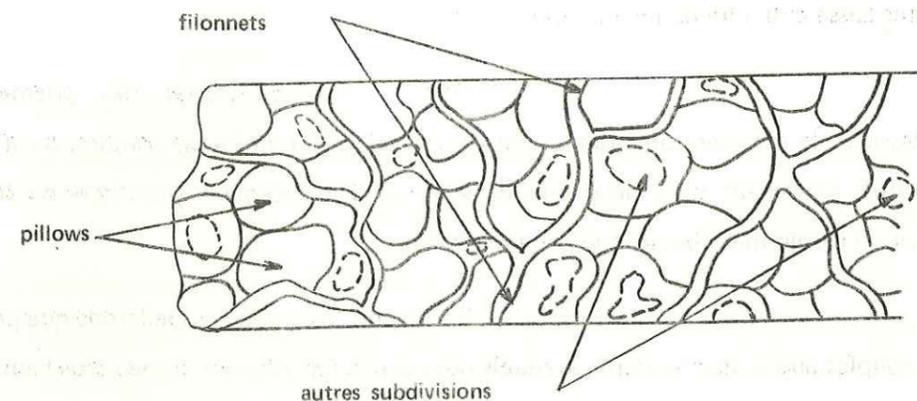


fig. 35

En effet, si nous examinons séparément le rôle des trois facteurs pression, température et composition, qui sont aussi les trois facteurs-clefs du métamorphisme, le raisonnement auquel nous sommes conduits se décompose de la façon suivante :

1 • Rôle du facteur pression :

Imaginons une coulée de lave de quelques mètres d'épaisseur qui, postérieurement à sa mise en place, se trouverait recouverte par des sédiments ou par une nappe de charriage (fig 36).

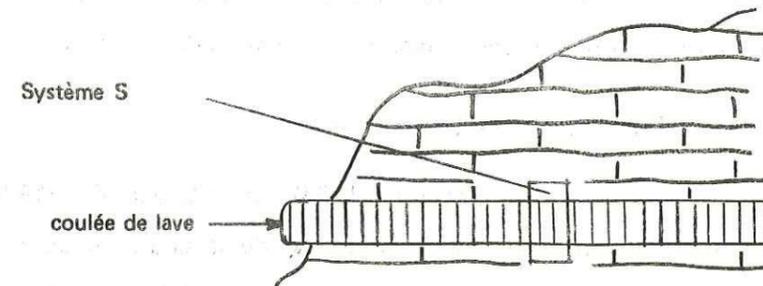


fig. 36

Dans ce cas, si nous appelons  $S$  le système repéré dans cette coulée sur la fig 36, nous pouvons dire que d'un point de vue géologique et à un instant quelconque  $t$ , la pression de charge entre deux points quelconques de  $S$  atteint la même valeur.

En effet, les différences d'altitude susceptibles d'être invoquées à l'intérieur de  $S$  n'entraînent que des différences de pression qui sont des infiniment petits vis-à-vis de  $P$ .

Il en résulte qu'en première approximation la pression ne se présente pas comme un facteur d'hétérogénéité dans  $S$ .

2 • Rôle du facteur température :

Nous pouvons faire à propos de la température la même remarque que celle que nous venons de faire à propos de la pression.

3 • Rôle du facteur composition :

Il est bien évident que les facteurs pression et température sont susceptibles d'entraîner une variation de la composition de  $S$  puisqu'en effet (et nous l'avons rappelé au chapitre II) ils sont des facteurs de réaction chimique.

Compte tenu des deux constatations précédentes, nous pouvons dire cependant que lorsqu'une réaction chimique s'amorce dans  $S$ , elle doit s'amorcer en réalité dans tout système élémentaire, si petit soit-il, pourvu qu'il reste représentatif de  $S$ .

Dans ces conditions, comment pourrions nous expliquer qu'une coulée basaltique serait affectée en certaines de ses parties seulement par une transformation du type primaire —> secondaire telle que :

plagioclase calcique —> albite ?

SMITH (1974) et VUAGNAT (1974) répondent à cette question en disant qu'à l'intérieur de la coulée basaltique, certaines zones peuvent se trouver plus réceptives que d'autres vis-à-vis des actions métamorphiques.

C'est assurément tout à fait possible mais alors cela implique qu'il existe une hétérogénéité préalable au sein de la roche, c'est-à-dire une hétérogénéité que nous devons bien considérer comme primaire.\*

Partant de cette constatation, les défenseurs de la théorie secondaire pourraient être tentés de souligner que dans un micaschiste aussi il existe des hétérogénéités et que cependant le caractère métamorphique de cette roche n'est nullement contesté.

En réalité, il est probable que le problème ne se pose pas tout à fait de cette façon et que la recherche de sa solution fasse intervenir une question d'échelle.

Ainsi, et pour reprendre l'exemple d'un micaschiste dont personne effectivement n'envisagerait de contester l'origine métamorphique, nous ne devons pas perdre de vue que l'hétérogénéité telle que nous la voyons (c'est-à-dire l'alternance de lits de Quartz et de lits de Micas grossièrement parallèles) dérive sans doute d'une hétérogénéité qui existait déjà, mais à une échelle comparable, au sein de la roche préexistante.

Et c'est bien l'hypothèse que nous admettons d'une manière implicite, lorsque nous imaginons qu'antérieurement au métamorphisme, le matériau que nous observons aujourd'hui sous la forme d'un micaschiste pouvait consister en un mélange de Quartz et d'argile par exemple.

\* Nous pourrions la considérer aussi comme apparue à une époque intermédiaire, mais en nous interrogeant sur l'origine d'une telle hétérogénéité, nous serions conduits, de proche en proche jusqu'à la roche primaire.

Dans ce cas en effet, l'hétérogénéité primaire s'exprimait déjà sous la forme d'une pluralité d'espèces minérales, c'est-à-dire de la même façon que l'hétérogénéité secondaire que nous voyons dans le micaschiste, à ceci près que les espèces minérales concernées ne sont pas nécessairement les mêmes dans les deux cas.

De sorte que si le métamorphisme introduit des différences quant à la nature des espèces minérales en présence, en revanche il ne semble pas modifier l'échelle proprement dite des hétérogénéités puisque c'est toujours au niveau des oppositions minéralogiques les plus générales que celles-ci apparaissent.

En conséquence, et pour en revenir au problème des spilites, ce n'est pas la nature des minéraux qu'il nous faut expliquer en premier lieu, mais l'origine des hétérogénéités qui existent au sein de ces roches et dont nous avons constaté (grâce notamment aux données rapportées par SMITH, par VUAGNAT et par AMSTUTZ) qu'elles interviennent à des échelles extrêmement variées.

C'est même vraisemblablement dans cette variété et dans cette accumulation d'hétérogénéités, beaucoup plus que dans la nature des minéraux observés, que se situe la caractéristique fondamentale des spilites.

En effet, la nature des minéraux observés différencie les spilites par rapport à ce que nous avons l'habitude de voir dans les roches volcaniques primaires, mais elle les confond avec les roches métamorphiques du faciès schistes verts\*.

En revanche, la variété et l'accumulation des hétérogénéités différencie les spilites par rapport à chacun des deux groupes précités, car précisément, on ne rencontre cette particularité ni dans la majorité des roches volcaniques primaires, ni dans la majorité des roches métamorphiques du faciès schistes verts.

\* C'est d'ailleurs en vertu de cette circonstance que le problème des spilites revêt l'aspect extérieur que nous lui connaissons et qui fait que la première question que nous nous posons à propos de ces roches est de savoir si elles sont primaires ou secondaires.

Cette dernière proposition est d'ailleurs fondamentale, car elle apporte énormément de crédit à l'idée selon laquelle le métamorphisme ne saurait être tenu pour responsable des hétérogénéités constatées dans les roches spilitiques.

Alors il faut bien admettre que ces hétérogénéités sont primaires et que c'est donc dans le cadre de la théorie primaire que nous devons leur rechercher une explication.

Aussi envisagerons-nous avec les paragraphes qui suivent de tenter une démarche complémentaire dans cette direction et cela nous conduira à repenser le problème des spilites sous un aspect tout à la fois thermodynamique et géochimique.

## B. ASPECT THERMODYNAMIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU PROBLEME DES LAVES SPILITIQUES

### a) RETOUR SUR L'APPLICATION DE LA REGLE DES PHASES DE GIBBS AUX SYSTEMES GÉOLOGIQUES

Nous avons eu l'occasion de signaler dans le courant du chapitre I (page 11) que la définition d'un état stable, telle qu'elle est admise en première acception par les chimistes, ne peut pas être appliquée aux systèmes géologiques lorsque ceux-ci présentent une dimension importante tout au moins dans le sens de la verticale.

Par la suite, nous avons rendu compte d'une seconde acception, comme sous le nom de règles des phases de GIBBS et dont nous avons constatée qu'elle est un peu plus souple puisque les contraintes de pression et de température n'apparaissent pas de façon explicite dans son expression.

En réalité, il est certain que dans la démonstration très générale donnée par GIBBS, il y a toujours une condition restrictive impliquant un perpétuel état d'équilibre pour le système  $S$  que nous prenons en compte de sorte que nous devons exprimer cette condition de la façon suivante :

Nous dirons qu'à tout instant intermédiaire  $t_i$  pris sur l'intervalle de temps total  $[t_0, t_n]$  où la règle des phases de GIBBS est applicable à un système global, celui-ci doit être constitué de systèmes élémentaires qui soient tous à la même température, tous à la même pression et tous au même niveau de potentiel chimique, quel que soit l'élément chimique sur laquelle cette dernière proposition puisse être testée.

Concernant les deux paramètres que sont la pression et la température, nous voyons donc que l'écueil géologique signalé plus haut ne se trouve pas levé par la règle des phases de GIBBS et que, par voie de conséquence, notre seconde acception de la définition de l'état stable n'est apparemment pas plus efficace que la première.

Fixons alors notre attention sur l'expression récapitulative de cette règle, c'est-à-dire sur la relation bien connue :

$$V = C + 2 - \varphi$$

où  $V$  symbolise le nombre de paramètres qui peuvent varier (dans les limites d'un certain domaine) sans que le nombre ( $\gamma$ ) ni la composition des phases ne se trouve modifiés.

Cette relation étant admise, nous pouvons dire à la suite de GOLDSCHMIDT que dans un système géologique où les dimensions peuvent être grandes, même dans le sens de la verticale, chacune des phases qui se trouve présente à l'instant actuel  $t_n$  est nécessairement demeurée stable sur un intervalle de temps déterminé (antérieur à  $t_n$ ) et pendant lequel elle est susceptible d'avoir connu des variations de pression, de température et éventuellement encore d'autres paramètres d'intensité.

Nous pouvons donc poser la relation :

$$V \geq 2$$

et en déduire la conclusion :

$$2 \leq C + 2 - \varphi$$

qui se résume finalement à l'expression :

$$\varphi \leq C$$

On donne souvent à cette expression établie par GOLDSCHMIDT le nom de règle des phases des minéralogistes et, à en juger par la simplicité de son énoncé, nous pourrions être tentés de croire qu'elle résoud le problème de pression et de température, tel que nous l'avons vu se poser au niveau des systèmes géologiques lorsque nous cherchions une définition de l'état stable qui leur soit applicable.

En fait, ce n'est là qu'une apparence, car il est bien évident que dans le raisonnement de GOLDSCHMIDT, tout comme dans celui de GIBBS, il n'existe au sein de *S* aucun gradient de pression ni de température quel que soit l'instant intermédiaire  $t_i$  que l'on prenne en compte sur  $[t_0, t_n]$ , de sorte que toute différence de pression ou de température implique a priori une différence entre deux instants ainsi qu'une évolution quasi statique de l'un à l'autre.

Il apparaît ainsi que ni la règle de GOLDSCHMIDT ni celle de GIBBS ne puissent être directement applicables aux systèmes géologiques de grande dimensions verticales.

Pour les systèmes géologiques de petites dimensions (disons, pour fixer les idées, les dimensions d'un caillou) nous nous trouvons ramenés à des proportions de laboratoire, et il devient évident que d'un point de vue pratique, la définition de l'état stable permet d'imaginer l'unicité de la température et l'unicité de la pression.

Ceci bien sûr lorsque nous nous référons à un instant quelconque  $t_i$  choisi sur un intervalle de temps  $[t_0, t_n]$  où la condition d'équilibre du système ne cesse d'être vérifiée.

Mais dans l'établissement de la règle des phases de GIBBS interviennent aussi les potentiels chimiques, et, à leur sujet, le postulat fondamental qui est admis équivaut à la proposition suivante :

A un instant quelconque  $t_i$  pris sur l'intervalle de temps  $[t_0, t_n]$  tel que nous venons de le définir, désignons par les

symboles  $\alpha, \beta, \dots, \varphi$  les différentes phases présentes dans *S* et par les symboles 1, 2, ... , C les différents constituants indépendants qui s'y trouvent répartis.

On peut alors démontrer la relation indiquée plus haut :

$$V = C + 2 - \varphi$$

mais à la seule condition toutefois que les égalités énoncées ci-après soient elles-mêmes satisfaites

$$\begin{aligned} \mu_1^\alpha &= \mu_1^\beta = \dots = \mu_1^\varphi \\ \mu_2^\alpha &= \mu_2^\beta = \dots = \mu_2^\varphi \\ &\dots = \mu_i^\lambda = \dots \\ \mu_c^\alpha &= \mu_c^\beta = \dots = \mu_c^\varphi \end{aligned}$$

et où le symbole moyen  $\mu_i^\lambda$  désigne, pour la phase quelconque  $\lambda$ , le potentiel chimique  $\mu$  du constituant indépendant quelconque  $i$ .

Il est donc bien certain que lorsque nous transposons au domaine de la géologie la règle des phases des chimistes (ou même celle des minéralogistes), nous admettons comme un postulat de base que chacune des égalités que nous venons d'évoquer est effectivement vérifiée.

Examinons sur un exemple concret ce que cela signifie.

En géologie, nous avons l'habitude de considérer le quartz ( $SiO_2$ ) et l'olivine ( $SiO_4 [Fe, Mg]_2$ ) comme deux minéraux incompatibles et qui, lorsqu'ils sont appelés à se rencontrer, conduisent à la formation de pyroxène ( $SiO_3 [Fe, Mg]$ ).

Pourtant, lorsque nous plaçons dans un même récipient quelques cristaux de quartz et quelques cristaux d'olivine, nous n'observons pas que cette réaction se produise effectivement.

Nous interprétons cet état de choses en faisant remarquer que si la transformation s'impose d'un point de vue purement thermodynamique (il lui correspond une valeur négative de  $\Delta G$ ), en revanche, et d'un point de vue cette fois cinétique, elle exige un intervalle de temps extrêmement long pour pouvoir se dérouler dans des conditions standard.

Mais nous savons aussi, puisque l'expérience le montre, que ce laps de temps peut être considérablement réduit lorsque la pression et la température prennent certaines valeurs appropriées qui, de surcroît, paraissent fréquemment réalisées à l'intérieur de la lithosphère.

On pourrait imaginer également, et tout au moins en première approximation, que quelles que soient les conditions P, T qui donnent à  $\Delta G$  une valeur négative, la durée des temps géologiques est de toutes façons suffisamment longue pour que la réaction envisagée ait la possibilité de se produire.

Et c'est précisément l'explication que nous invoquons lorsque nous cherchons à justifier la non coexistence du quartz et de l'olivine telle que nous l'observons effectivement dans la quasi totalité des roches.

Cette interprétation n'est évidemment pas spécifique de la transformation particulière que nous venons de considérer et, bien au contraire, elle est envisagée de façon systématique pour toutes les réactions minéralogiques qui interviennent dans la nature.

Cela signifie aussi, rappelons-le, que lorsque le système  $S$  auquel nous nous référons consiste en un échantillon de roche que nous récoltons sur le terrain, nous estimons que son enthalpie libre présente une valeur minimale.

Traduit en termes de potentiels chimiques, ce postulat équivaut alors à la proposition suivante :

Désignons par les symboles  $\gamma$  et  $\lambda$  deux phases distinctes mais jointives présentes au sein de  $S$ , et fixons notre attention sur un constituant  $i$  susceptible de se répartir dans chacune d'elles.

Si nous postulons que l'enthalpie libre du système global  $S$  est minimale, cela signifie que lorsque les conditions extérieures ne varient plus, aucune réaction minéralogique n'a la possibilité de s'y produire encore.

En effet, l'éventualité d'une réaction qui s'effectuerait avec diminution d'enthalpie libre serait contraire au postulat admis, et d'autre part, l'éventualité d'une réaction qui s'effectuerait avec augmentation (ou sans variation) d'enthalpie libre serait contraire aux principes de la thermodynamique.

Il en résulte que pour toute réaction dont nous pourrions envisager la réalisation, et en particulier pour le possible transfert d'une certaine masse de  $i$  entre  $\gamma$  et  $\lambda$ , nous écrivons que sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  où ce processus serait pris en compte, il introduirait une variation d'enthalpie libre dont l'expression s'écrirait :

$$\Delta G = \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial \Delta G}{\partial T} \right) dt + \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial \Delta G}{\partial P} \right) dP + \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial G}{\partial n_i} \right)^\gamma dn_i + \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial G}{\partial n'_i} \right)^\lambda dn'_i$$

ou encore, et en termes plus pratiques :

$$\Delta G = \int_{t_1}^{t_2} -\Delta S dT + \int_{t_1}^{t_2} \Delta V dP + \int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\gamma dn_i + \int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\lambda dn'_i$$

Sachant par ailleurs que les réactions chimiques (ou minéralogiques) s'effectuent sur des intervalles de temps où elles imposent une constance de la pression ainsi que de la température nous écrivons en outre que les termes en  $dT$  et  $dP$  seraient nuls.

Et puisque, comme nous venons de le voir, la variation  $\Delta G$  serait nulle aussi, la formule se réduirait alors à l'expression :

$$\int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\gamma dn_i + \int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\lambda dn'_i = 0$$

où de surcroît, nous aurions :

$$dn_i = - dn'_i$$

car s'il n'en était pas ainsi, le transfert d'une certaine masse de  $i$  entre  $\gamma$  et  $\lambda$  serait réel et donc la variation  $\Delta G$  serait elle-même différente de zéro.

L'expression finale s'écrit donc :

$$\pm dn_i \left[ \int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\gamma \mp \int_{t_1}^{t_2} \mu_i^\lambda \right] = 0$$

ou encore, en différenciant :

$$\pm dn_i (\mu_i^\gamma \mp \mu_i^\lambda) = 0$$

égalité qui ne peut être vraie que si l'une au moins des deux conditions suivantes est satisfaite :

- 1ère condition :  $|dn_i| = 0$
- 2e condition :  $\mu_i^\gamma = \mu_i^\lambda$

Dans la mesure où l'on montre expérimentalement, en chimie, que deux phases dites en équilibre ne restent pas inertes mais s'échangent mutuellement et perpétuellement la même quantité d'un constituant donné, on est convenu de poser :

$$|dn_i| = 0$$

et le problème n'admet donc plus qu'une solution qui devient évidemment :

$$\mu_i^\gamma = \mu_i^\lambda$$

En répétant ce raisonnement à tous les transferts possibles envisagés dans le cadre d'un système global qui contiendrait  $\varphi$  phases et  $C$  constituants indépendants, nous aboutirions finalement au tableau indiqué plus haut (page 191) et qui, nous l'avons vu, donne la liste des égalités de potentiels chimiques sur laquelle a été fondée la règle des phases.

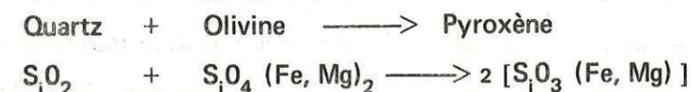
Mais nous allons voir maintenant que dans l'application de cette règle aux systèmes géologiques il existe encore un dilemme très important dont nous n'avons rien dit jusqu'à présent.

Il s'agit de l'existence probable de barrières de potentiels chimiques à l'intérieur de certains systèmes géologiques que nous essaierons de repérer, et dont nous constaterons plus loin qu'ils s'identifient quelquefois avec les roches spilitiques.

b) SUR L'EXISTENCE PROBABLE DE BARRIERES DE POTENTIELS CHIMIQUES AU SEIN DE CERTAINS SYSTEMES GEOLOGIQUES

Revenons à l'exemple concret de l'incompatibilité quartz-olivine.

Nous avons vu plus haut (page 83) qu'elle est vraie du point de vue de la thermodynamique sur la quasi totalité du domaine pression-température susceptible d'intervenir dans un système géologique puisque, en effet, la transformation :



s'accompagne presque toujours d'une diminution d'enthalpie libre.

En termes de potentiels chimiques, cela signifie aussi que si nous appelons  $i$  l'un des constituants indépendants quelconques qui se trouvent initialement présents dans le quartz et/ou dans l'olivine, nous ne pouvons pas écrire l'égalité

$$\mu_i^{\text{quartz}} = \mu_i^{\text{olivine}}$$

car, pour certains des constituants  $i$  tout au moins, elle est nécessairement fautive.

En revanche, lorsque c'est le pyroxène que nous prenons pour référence, et que par conséquent c'est à un instant de l'état final que nous nous exprimons, nous écrivons que dans le système géologique envisagé et quels que soient deux systèmes élémentaires choisis sur un même cristal de pyroxène (ou encore sur deux cristaux différents) nous avons cette fois l'égalité

$$\mu_i^{m_1} = \mu_i^{m_2}$$

et nous ajoutons aussi qu'elle demeure vraie quel que soit  $i$ .

En extrapolant cette technique de raisonnement à l'échelle d'un système géologique quelconque  $S$  (mais que nous choisissons de petites dimensions afin de lui assurer les conditions d'unicité de pression et d'unicité de température nécessaires à la validité de la règle de GIBBS) nous disons que pour deux systèmes élémentaires quelconques  $M_1$  et  $M_2$  envisagés

dans ce système et quel que soit le constituant  $i$  que nous puissions prendre en compte nous avons la condition d'égalité de potentiels chimiques :

$$\mu_1 = \mu_2$$

Tel est le postulat de base qui intervient dans l'application de la thermodynamique à la géologie et dont nous allons voir pourtant qu'il se révèle inexact dans certains systèmes particuliers.

Non pas seulement dans des systèmes qui seraient géologiquement trop jeunes et où les gradients de potentiels chimiques s'expliqueraient alors par des raisons classiques de cinétique, ni dans des systèmes qui seraient trop allongés verticalement et où ces mêmes gradients proviendraient des inégalités du champ de gravitation \*, mais bien dans des systèmes que nous aurons soin de choisir de petites dimensions et d'un âge géologique avancé.

C'est donc à la recherche de ces systèmes que nous nous proposons de partir maintenant et, pour commencer, nous tenterons de les localiser au moyen d'un critère d'espace.

Ensuite nous ferons appel à un critère de temps et c'est lui qui nous conduira plus particulièrement à reprendre en considération les systèmes spilitiques.

Nous verrons cependant que dans chacun des cas, il est possible de mettre en évidence certaines discontinuités, et ce sont elles qui apparaîtront alors comme autant de barrières de potentiel chimique.

#### UTILISATION DU CRITERE D'ESPACE POUR LA RECHERCHE DES SYSTEMES GEOLOGIQUES OU EXISTENT DES BARRIERES DE POTENTIEL CHIMIQUE :

Plaçons-nous tout d'abord dans le cadre d'un secteur géographique où un massif de granite (d'âge primaire par exemple) apparaît très largement à l'affleurement.

Pour tout échantillon granitique que nous y prélevons, nous postulons généralement que la condition d'égalité des potentiels chimiques est satisfaite.

\* La variation du potentiel chimique avec la pesanteur peut constituer, en géologie, une donnée importante : cette question est abordée dans l'ouvrage déjà cité de KERN R. et WEISSBROD A. (1964).

De même, si dans un autre secteur géographique, un massif de roches vertes (d'âge tertiaire par exemple) apparaît à l'affleurement, nous disons encore que pour tout échantillon que nous y récoltons, le postulat invoqué s'applique aussi.

Fixons alors notre attention, tout d'abord sur un cristal déterminé A, présent dans le premier massif et constitué de Quartz et ensuite sur un cristal déterminé B présent dans le second massif et constitué d'Olivine.

Quelle que soit la distance géographique qui existe entre eux, ces deux cristaux ne sont séparés l'un de l'autre que par d'autres cristaux, ou éventuellement par des matériaux qui, s'ils ne se trouvent pas eux-mêmes à l'état cristallin, n'en sont pas moins soumis aux règles de la Thermodynamique.

Il en résulte donc que sur tout itinéraire géologique que nous puissions emprunter pour aller de A en B, il ne saurait y avoir une égalité systématique des potentiels chimiques, car en effet, s'il en était ainsi, nous ne pourrions expliquer l'existence du cristal de Quartz A à l'une des extrémités et celle du cristal d'Olivine B à l'autre extrémité.

Comme il nous faut pourtant rendre compte de cette situation, puisqu'elle existe, nous pouvons imaginer en première approximation que les potentiels chimiques varieraient de façon progressive d'un bout à l'autre de l'itinéraire. Dans cette hypothèse en effet, nous pourrions alors concevoir que le nombre des systèmes intermédiaires étant énorme, les différences de potentiels chimiques deviendraient tout à fait négligeables lorsqu'elles seraient mesurées sur deux d'entre eux qui possèderaient une frontière commune.

Mais comme nous l'avons déjà vu à propos d'autres paramètres d'intensité (chapitre II) il existe au sein de notre planète d'importantes surfaces de discontinuités, et nous sommes donc en droit de nous demander s'il n'en irait pas ainsi pour les potentiels chimiques.

La réponse à cette question se trouve vraisemblablement consignée dans certains faits d'observation très courants dont nous allons commenter un exemple :

Puisqu'il existe dans la nature des filons de basaltes qui recoupent des massifs de granite, nous sommes en mesure de prélever des échantillons de petite dimension qui contiennent tout à la fois un peu de Quartz et un peu d'Olivine (fig 37).

En affinant notre échantillonnage, nous pouvons même choisir des systèmes géologiques où le Quartz et l'Olivine deviennent infiniment voisins.

Dans ces conditions, et pour peu que nous ayons pris soin de sélectionner un filon très ancien (dans un contexte qui lui-même ne peut l'être que davantage) nous arrivons à l'idée que cette coexistence du Quartz et de l'Olivine prend un caractère de véritable anomalie, compte tenu des dimensions de l'intervalle de temps sur lequel elle a réussi à subsister.

En d'autres termes nous pouvons dire qu'il paraît exister une barrière de potentiel chimique au sein de l'échantillon considéré, alors que pour tout échantillon prélevé soit totalement dans le filon soit totalement dans l'encaissant, une telle barrière n'existe probablement pas.

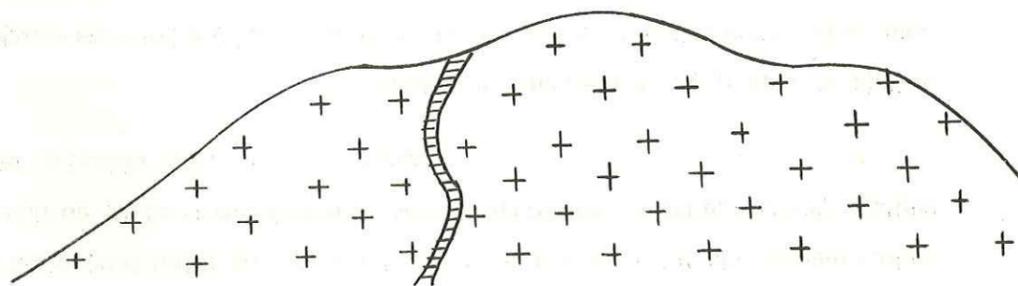


fig. 37

Ajoutons aussi que, d'un point de vue statistique, les chances de prélèvement d'un échantillon de ce type sont infiniment moindres que les chances de prélèvement de tout autre type d'échantillon. De sorte que le caractère de rareté s'inscrit obligatoirement dans l'ensemble des caractères qui, le cas échéant pourraient servir à l'identifier.

Nous venons donc de repérer un exemple de système géologique contenant une barrière de potentiel chimique et, étant donné

la façon dont nous avons été conduits à cette constatation, nous pouvons dire qu'elle équivaut à utiliser un critère d'espace.

Voyons à présent s'il nous est possible d'approfondir notre recherche en utilisant un critère de temps.

#### UTILISATION DU CRITERE DE TEMPS POUR LA RECHERCHE DE SYSTEMES GÉOLOGIQUES OU EXISTENT DES BARRIERES DE POTENTIEL CHIMIQUE :

Revenons un instant à l'exemple des feldspaths plagioclases dont nous avons commenté précédemment (page 160) le processus de cristallisation en admettant l'hypothèse d'un refroidissement quasi statique.

Cette condition n'est pas toujours réalisée dans la nature et nous en avons une preuve matérielle aisément repérable avec l'existence des plagioclases zônés.

Ainsi que nous le savons déjà, lorsqu'un plagioclase déterminé est le résultat d'un processus quasi-statique, sa composition finale est homogène.

A l'opposé, nous pourrions envisager l'éventualité d'un plagioclase dont la composition varierait en tous points et dont le processus de formation s'expliquerait très simplement en invoquant l'absence systématique de réaction mutuelle entre matériau déjà cristallisé et matériau encore liquide.

La réalité d'un plagioclase zôné apparaît donc comme le témoignage d'un processus intermédiaire entre ces deux extrêmes, et dans lequel la variation de composition s'exprime sous la forme d'un nombre fini (et d'ailleurs souvent petit) de discontinuités.

Ainsi, sur la figure 38 où l'axe orienté rend compte de l'écoulement du temps, et où chacun des points a, b et c marque une frontière de zones, nous dirions

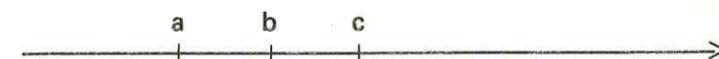


fig 38

en termes d'intervalles de temps, que tout instant intermédiaire  $t_i$  marque un état d'équilibre lorsqu'il est pris sur  $[t_a, t_b]$  ou encore sur  $[t_b, t_c]$ , mais qu'il marque un état de déséquilibre lorsqu'il est pris sur  $[\Delta t_b]$ .

En comparant la composition des différentes zones, nous pourrions aussi rendre compte de l'importance relative des différentes frontières, et sélectionner, parmi ces dernières, celle qui équivaldrait à la plus grande discontinuité.

Cependant, à l'échelle de la lithosphère terrestre, il est probable que la discontinuité maximale intervenant dans le domaine des plagioclases ne se dissimule pas sous la forme d'une frontière à l'intérieur d'un cristal zôné.

Plus fondamentale en effet semble la séparation qui oppose l'ensemble des roches acides à l'ensemble des roches basiques, car c'est elle seule qui est susceptible d'éloigner géographiquement l'un de l'autre un groupe de plagioclases relativement sodiques et un groupe de plagioclases relativement calciques.

Quoi qu'il en soit, les frontières que l'on rencontre à l'intérieur des plagioclases zônés tout comme celle (plus générale donc) qui sépare le groupe des plagioclases des roches acides du groupe des plagioclases des roches basiques apparaissent finalement comme autant de discontinuités de potentiels chimiques.

Le fait qu'elles puissent subsister quelquefois depuis des temps géologiques extrêmement reculés est alors tout à fait remarquable et c'est donc lui qui nous autorise à voir en elles un effet de barrière de potentiel chimique.

Mais il est plus remarquable encore que la principale discontinuité géologique relative au système Albite-Anorthite semble coïncider exactement (et dans l'espace aussi bien que dans le temps) avec la principale discontinuité relative à d'autres systèmes géologiques eux aussi très importants.

Dans l'espace, il est clair en effet que la coupure entre roches acides et roches basiques n'est pas seulement matérialisée par une différence de plagioclases, mais également par la séparation Quartz-Olivine dont nous avons noté plus haut la signification.

Dans le temps, et si nous nous remettons en mémoire le processus invoqué dans le cadre de la figure 29, il apparaît aussi que la principale discontinuité qui subdivise en deux parties bien distinctes l'ensemble des plagioclases, vient coïncider avec la séparation géologique fondamentale qui, au sein de la lithosphère terrestre, oppose le Quartz à l'Olivine.

Mais nous avons constaté d'autre part, et sur l'exemple de la géologie alpine que le volcanisme spilitique des Ecrins-Pelvoux venait lui-même se placer sur ce contexte d'espace-temps où se sont opérées ces différentes séparations.

Alors nous pouvons nous demander maintenant, et en extrapolant, si l'une des plus importantes parmi les barrières de potentiel chimique de la lithosphère terrestre ne se situerait pas précisément à l'intérieur des roches spilitiques.

C'est en tout cas l'hypothèse que nous admettons dans la suite de ce texte et pour laquelle il nous faut essayer de comprendre, au préalable, la signification géologique du phénomène de solubilité.

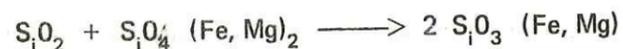
#### c) L'ASPECT GÉOLOGIQUE DU PHÉNOMÈNE DE SOLUBILITÉ

Si, pour terminer cet ouvrage, nous nous fixons comme objectif de définir et de localiser le rôle des spilites dans l'ensemble du cycle géochimique, nous devons ajouter à la liste des constatations que nous avons pu faire jusqu'ici quelques données essentielles concernant le phénomène de solubilité.

Il s'agit en l'occurrence d'un phénomène encore mal connu du point de vue de la physico-chimie mais qui n'en est pas moins déterminant pour l'évolution générale de la Terre ainsi que nous pouvons le remarquer à la lumière des quelques réflexions suivantes.

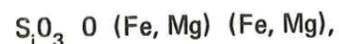
Essayons d'imaginer, pour commencer, ce qui se passe réellement à l'intérieur d'un autoclave lorsque des cristaux de Quartz et des cristaux d'Olivine, dont les proportions de départ seront supposées stœchiométriques, réussissent à se transformer en pyroxène.

Comme nous le savons déjà, ils donnent lieu à une réaction chimique que nous avons l'habitude d'écrire :

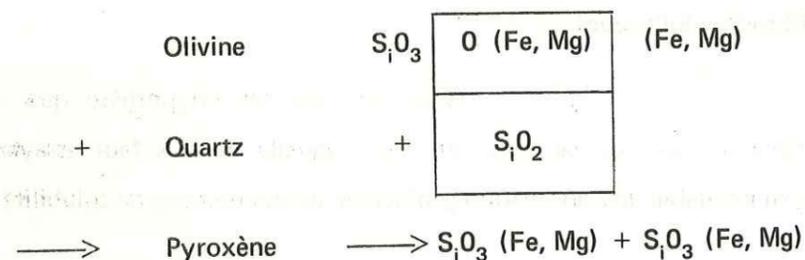


et qui résume d'une manière synthétique les différents échanges chimiques intervenus entre les constituants mis en présence.

Très schématiquement et en donnant à une molécule initiale d'Olivine non pas l'expression condensée utilisée ci-dessus mais l'expression somme toute équivalente :



Nous voyons que la réaction invoquée se ramène au mécanisme simplifié :



Par conséquent, chacune des molécules initiales d'Olivine se trouve concernée par une rupture de liaisons interatomiques qui aboutit à la déposséder d'un groupement symbolique  $O, (Fe, Mg)$  lequel est destiné à venir s'incorporer au Quartz dont chacune des molécules s'enrichit par conséquent de nouvelles liaisons interatomiques.

Au total, le groupement symbolique  $O (Fe, Mg)$  se trouve alors équitablement réparti entre le Quartz et l'Olivine de telle façon que ceux-ci se transforment l'un et l'autre en pyroxène et que toute espèce de différence finisse donc par disparaître entre eux.

Pour qu'un tel processus puisse se réaliser, c'est-à-dire pour que chacune des molécules de Quartz puisse recevoir un groupement symbolique  $O, (Fe, Mg)$  d'une des molécules d'Olivine, nous concevons cependant qu'au préalable, il ait été nécessaire qu'elles se mettent en contact l'une avec l'autre.

En effet, nous avons déjà constaté antérieurement que lorsque ces déplacements préalables ne se produisent pas, la réaction chimique ne se produit pas non plus.

C'est le cas notamment pour les cristaux de Quartz et d'Olivine que l'on mélange dans un même autoclave mais dont on maintient la température et la pression à leurs valeurs standard. Nous savons en effet qu'en pareilles circonstances, le Quartz et l'Olivine ne paraissent pas se transformer en pyroxène et nous interprétons cette absence de réaction chimique comme due à l'absence des déplacements moléculaires préalables (dont nous faisons donc une condition nécessaire vis-à-vis de toute réaction).

Pour reprendre un langage que nous avons souvent utilisé tout au long de ce texte, nous dirions alors que le mélange existant entre le Quartz et l'Olivine serait vrai à l'échelle des cristaux mais faux à l'échelle des systèmes élémentaires.

Cette différence est fondamentale et, d'une façon générale, il n'y a de possibilité de réaction chimique entre deux constituants initiaux A et B que si leur mélange s'effectue au niveau des systèmes élémentaires c'est-à-dire, en l'occurrence, au niveau des molécules.

Lorsque cette condition préalable est satisfaite, on dit conventionnellement que A et B sont entièrement solubles (ou entièrement miscibles) l'un dans l'autre ou, ce qui revient au même, qu'ils constituent une phase unique.

Sur ce point précis, l'expérience apporte deux enseignements très importants que nous allons rappeler très brièvement.

1<sup>er</sup> ENSEIGNEMENT :

Si la condition de solubilité réciproque est nécessaire à toute réaction chimique susceptible d'intervenir entre deux constituants A et B, en revanche elle ne constitue pas une condition suffisante.

Ainsi, lorsque les constituants Cl Na et H<sub>2</sub>O sont mis en présence, ils se dissolvent l'un dans l'autre, mais leurs liaisons interatomiques respectives ne sont nullement affectées : il n'y a donc pas de réaction chimique.

Bien au contraire, on observe sur cet exemple précis que la solubilité est simplement partielle, en ce sens qu'au-delà de certaines proportions déterminées, les constituants A et B n'apparaissent plus sous la forme d'une phase unique, mais sous la forme de deux phases juxtaposées.

2<sup>e</sup> ENSEIGNEMENT :

Lorsque deux constituants A et B réagissent chimiquement l'un avec l'autre (et que par conséquent ils sont passés par un état intermédiaire de solubilité mutuelle) ils ne conduisent pas nécessairement à l'établissement d'une phase unique.

Ainsi, la réaction minéralogique :



ne peut se produire que si la condition d'immiscibilité réciproque de la Wollastonite et du CO<sub>2</sub> s'ajoute (dans les conditions P, T considérées) à la condition de miscibilité réciproque du Quartz et de la Calcite.

Traduits en termes de potentiels chimiques, l'ensemble de ces enseignements équivaut à la proposition suivante :

Lorsque deux minéraux A et B se trouvent mis en présence, leur interaction mutuelle s'effectue de telle façon que chacun de leurs constituants tend à se répartir entre l'un et l'autre jusqu'à ce que la valeur de son potentiel chimique devienne identique en tous points.

Si cette condition d'unicité est atteinte avant même que chacune des molécules de l'un des minéraux ait été mise en contact avec l'une des molécules de l'autre, alors la miscibilité réciproque de A et B n'est que partielle.

Si cette condition est atteinte avant toute rupture de liaison interatomique mais après toute rupture possible de liaison intermoléculaire, alors la miscibilité réciproque de A et de B est totale, mais il n'y a pas entre eux de réaction chimique.

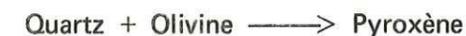
Si cette condition est atteinte après modifications des liaisons interatomiques, mais telles que toutes les molécules de l'état final soient identiques, alors c'est au niveau de ces dernières que la miscibilité apparaît totale.

Enfin, si cette condition est atteinte après modifications des liaisons interatomiques mais telles que toutes les molécules de l'état final ne soient pas identiques, alors celles-ci se réunissent par groupes d'affinités et c'est donc à leur niveau que la miscibilité apparaît partielle.

Ces considérations étant tout à la fois très sommaires et très théoriques, essayons de saisir la signification pratique qu'elles peuvent avoir au niveau des systèmes géologiques et interrogeons-nous, pour commencer, sur les processus d'égalisation des potentiels chimiques, tels qu'ils apparaissent dans la nature.

d) LES PROCESSUS D'ÉGALISATION DES POTENTIELS CHIMIQUES DANS LES SYSTEMES GÉOLOGIQUES

Reprenons le cas de la transformation minéralogique :



mais imaginons que les proportions initiales ne soient pas stœchiométriques.

Dans ce cas, l'état final est constitué par l'une ou l'autre des deux paragenèses.

1. Pyroxène + Quartz
2. Pyroxène + Olivine

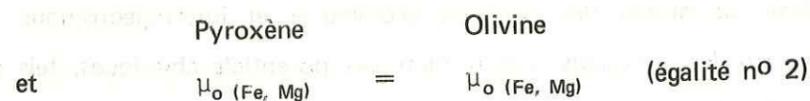
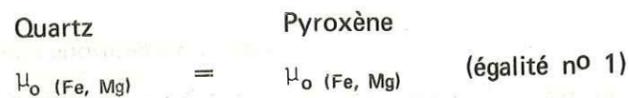
qui, contrairement à la paragenèse Quartz + Olivine se rencontrent très fréquemment dans la nature.

Est-ce à dire qu'elles apportent la preuve d'une égalisation des potentiels chimiques.

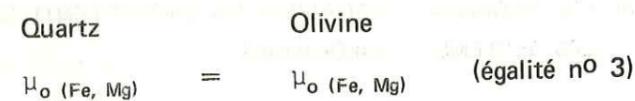
Absolument pas, et nous pouvons le mettre en évidence très simplement en introduisant la remarque suivante :

Fixons notre attention sur le groupement symbolique O (Fe, Mg) et envisageons son potentiel chimique dans les diverses phases dont l'association s'est révélée stable dans l'état final.

Si nous étions en droit d'écrire :



alors, nous aurions aussi :



ce que nous savons être faux puisque le Quartz et l'Olivine sont instables du point de vue de la thermodynamique.

Il en résulte donc que les égalités n° 1 et n° 2 sont inexactes et, par voie de conséquence, nous voyons qu'il existe dans la nature (et même dans l'espace restreint d'une roche bien déterminée et de type tout à fait courant) des inégalités de potentiels chimiques qui sont susceptibles de rester métastables sur des intervalles de temps de dimensions géologiques.

Cette constatation ressemble beaucoup, dans son principe, à celle que nous avons mentionnée plus haut en rappelant l'existence fréquente des plagioclases zônés et il semble que d'un point de vue pratique, nous puissions en retirer la conclusion suivante :

Dans un système géologique, une différence de potentiel chimique est instable lorsque son ordre de grandeur est comparable à celui qui existe entre le Quartz et l'Olivine mais elle est métastable lorsque son ordre de grandeur est comparable à ceux qui existent entre le quartz et le pyroxène d'une part ou entre le pyroxène et l'olivine d'autre part.

En revenant alors au problème de l'évolution globale de la Terre et au modèle très schématique que nous avons proposé avec la figure 29 \*, nous allons tenter maintenant d'apporter quelques précisions d'intérêt général concernant le rôle du volcanisme spilitique dans le cadre du cycle géochimique.

#### e) LE ROLE DU VOLCANISME SPILITIQUE DANS LE CADRE DU CYCLE GÉOCHIMIQUE

Conformément au postulat fondamental dont nous nous sommes recommandés dès le chapitre I (proposition A de la page 15) nous admettons que sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  de l'histoire géologique de notre planète le système moyen  $S$  (qui à tout instant  $t$  la représente) évolue de telle façon que l'intervalle maximal des volumes massiques  $y$  connaît une augmentation.

Comme nous avons adopté d'autre part, l'hypothèse de la formation initiale de la Terre par accréation de systèmes élémentaires solides, nous devons admettre aussi que les premiers phénomènes géologiques intervenant dans  $S$  ne sont pas des cristallisations mais des fusions.

Enfin, puisque nous avons considéré les météorites actuels comme de possibles témoins attardés de ces matériaux terrestres originels, nous pouvons assortir le modèle d'évolution générale que nous avons envisagé pour la Terre (fig 29) des remarques complémentaires suivantes :

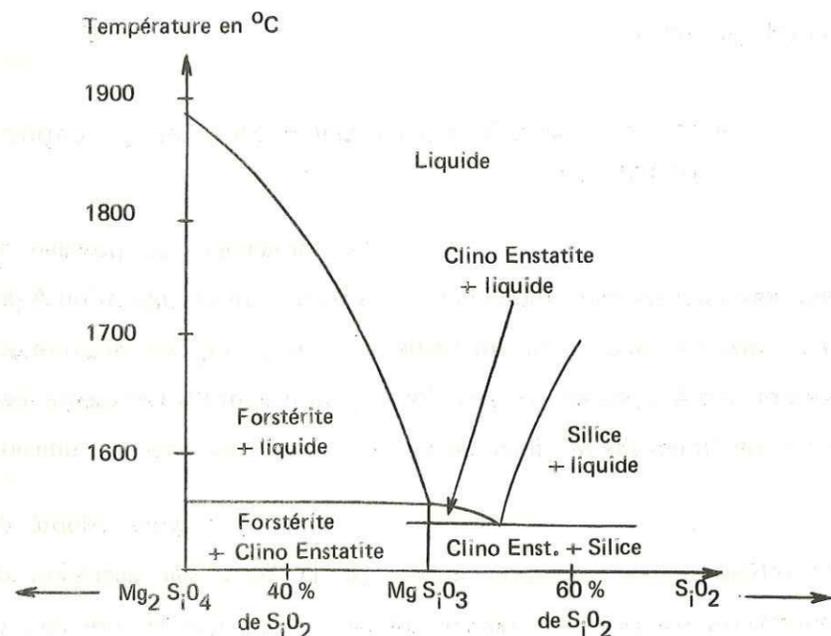
\* Il s'agit de la figure dont un exemplaire mobile est placé à la fin de l'ouvrage.

Dans les météorites, les espèces minérales représentées sont assez variées et, parmi celles-ci, figurent le pyroxène et le feldspath plagioclase.

Si nous avons la preuve que l'un et l'autre pouvaient dériver d'un système préexistant monophasé, nous pourrions dire qu'ils apparaîtraient comme deux phases juxtaposées relevant de cet unique système.

En l'absence de cette preuve, nous pouvons nous contenter de voir dans leur assemblage la juxtaposition de deux systèmes indépendants et dont nous essaierons de saisir l'évolution en nous aidant des diagrammes expérimentaux qui ont été établis pour chacun d'eux.

- Concernant tout d'abord le pyroxène, c'est au diagramme expérimental Olivine-Silice que nous ferons appel (fig 38) et auquel nous emprunterons essentiellement l'enseignement suivant :



En pétrologie, nous avons l'habitude de commenter ce diagramme plus souvent dans le sens d'une cristallisation que dans le sens d'une fusion et, d'une façon plus précise, il n'est pas rare que nous prenions pour instant initial de notre commentaire un instant  $t_0$  où le système est entièrement représenté par la connaissance d'un point tel que  $P_0$ .

Ceci nous rappelle que les expérimentateurs auxquels nous devons ces diagrammes, ont constaté qu'en mélangeant ensemble, et dans des proportions diverses, des cristaux de Quartz et des cristaux d'Olivine, il est possible moyennant une élévation de la température d'aboutir à un matériau qui soit tout à la fois entièrement liquide et monophasé.

Mais ce matériau peut être obtenu aussi par la fusion d'un produit de composition intermédiaire (constatée même à l'échelle des systèmes élémentaires) c'est-à-dire par la fusion d'un pyroxène.

Dans ce cas, l'expérience montre alors que toute fusion partielle est incongruente, en ce sens que la phase liquide qui prend naissance est beaucoup plus siliceuse que la phase solide avec laquelle elle cohabite et qui est elle-même beaucoup moins siliceuse que la phase solide initiale.

- Concernant ensuite le plagioclase, nous savons pour avoir déjà examiné le diagramme correspondant (fig 34) que toute fusion partielle d'un produit initial de composition moyenne conduit à la formation d'une phase liquide relativement sodique et cohabitante avec une phase solide relativement calcique.

Mais nous savons aussi qu'à masses égales, et dans chacun de ces deux systèmes, le matériau liquide a toutes chances d'être plus entropique et tout à la fois moins dense que le matériau solide avec lequel il cohabite. De sorte que si nous tenons compte d'une remarque que nous avons énoncée précédemment (page 114) il arrivera un instant où la masse liquide sera suffisante pour se séparer géographiquement de la masse solide et, en l'occurrence, pour aller se placer à une distance plus importante par rapport au centre de la Terre.

Nous postulons aussi qu'à l'échelle de la lithosphère et sur un même intervalle de temps, ce déplacement concerne d'une part le liquide relativement siliceux qui est issu d'un pyroxène et d'autre part le liquide relativement sodique qui est issu d'un plagioclase moyen.

En revenant alors au schéma de la figure 29, nous admettrons que chacune des phases ainsi définies se retrouve dans le système  $S'_1$  mais sans que pour autant elles y deviennent totalement miscibles l'une

dans l'autre, car dans un granite en effet, le quartz et le plagioclase sodique sont bien nécessairement deux phases distinctes.

Corrélativement, nous admettrons que chacune des deux phases solides respectivement issues du pyroxène initial et du plagioclase moyen initial se retrouvent ensemble au sein du sous-système  $S'_2$  où, de la même façon, elles conservent l'une et l'autre leur individualité.

Au total, nous voyons alors que si ces quatre phases peuvent se trouver réunies momentanément en un même secteur terrestre, elles y constitueront un système global  $S$  tout à fait comparable au modèle à quatre couleurs que nous avons imaginé antérieurement.

Mais transposons cette image dans le cadre moderne de la théorie des plaques (fig 39) et, tout en prolongeant les conclusions que nous avons avancées à la fin du chapitre III, essayons de comprendre la position respective des principaux types de roches qui sont connus à la surface de la Terre.

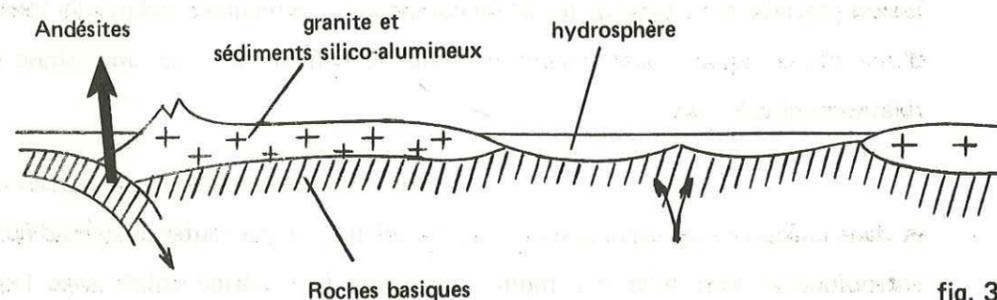


fig. 39

- Concernant la genèse de l'hydrosphère, c'est l'intervention du sous-système  $S''_{11}$  que nous avons déjà invoquée précédemment (fig 29) et lui-même était supposé issu de  $S'_1$  où il s'était séparé de  $S''_{12}$ .

- Concernant la genèse du granite et des sédiments silico-alumineux, c'est à l'intervention de ce sous-système  $S''_{12}$  que nous avons fait appel.

- Concernant la genèse des sédiments carbonatés nous avons invoqué  $S'''_{211}$ .

- Concernant enfin les roches basiques, nous nous en étions remis à  $S'''_{212}$ .

Ce découpage est évidemment très succinct, et pour mieux saisir la position qu'il convient de réserver aux laves spilitiques, il est intéressant que nous puissions situer aussi et à titre comparatif, quelques uns des autres types de roches volcaniques et notamment les plus fréquentes d'entre eux.

Il s'agit surtout des basaltes, des rhyolites et des andésites et à propos de chacun de ces groupes, nous envisagerons successivement une origine géochimique qui pourrait être la suivante.

- Pour les basaltes, nous imaginerons une fusion partielle du sous-système  $S'''_{212}$ , fusion partielle dont les chances de réalisation paraissent d'autant plus fortes que  $S'''_{212}$  est situé en position relativement profonde. Ceci expliquerait alors que les basaltes soient des matériaux volcaniques abondants.

- Pour les rhyolites, nous imaginerons une fusion partielle de  $S''_{12}$ , fusion partielle dont les chances de réalisation paraissent d'autant plus faibles que  $S''_{12}$  est situé en position relativement superficielle. Ceci expliquerait alors que les rhyolites soient des matériaux volcaniques peu abondants.

- Pour les andésites enfin, et compte tenu de leur fréquence dans les zones de subduction, l'idée la plus simple serait évidemment de les considérer comme résultant d'un mélange entre matériaux empruntés à  $S''_{12}$  d'une part et à  $S'''_{212}$  d'autre part.

Bien que cette hypothèse soit actuellement très controversée (les récents manuels de géologie en témoignent \*) nous la retiendrons comme une base de discussion possible, et nous rapporterons à son sujet une observation importante :

Dans les zones de subduction, le mécanisme mis en jeu implique des contraintes de pression qui doivent atteindre (au moins localement) des valeurs exceptionnelles.

\* DER COURT J. et PAQUET J. (1974), LAMEYRE J. (1975).

Sachant alors que la pression peut contribuer, dans une certaine mesure, à favoriser la miscibilité de deux phases, il semble que son application à un système où le Quartz et l'Olivine coexisteraient serait de nature à y faciliter la genèse du pyroxène.

De la même façon, mais concernant la cohabitation plagioclase sodique-plagioclase calcique, il est également possible que la pression facilite à partir d'elle la genèse d'un plagioclase moyen.

De sorte que la formation des andésites par un télescopage entre  $S''_{21}$  et  $S'''_{212}$  reste une hypothèse séduisante.

Cette rapide revue étant achevée, revenons maintenant aux spilites et essayons de mieux cerner leur signification.

Conformément à l'idée que nous avons développée tout au long de cet ouvrage, elles aussi prendraient naissance dans la zone frontière séparant  $S''_{21}$  de  $S'''_{212}$  de sorte qu'en première approximation, leur situation serait assez comparable à celle que nous venons d'invoquer schématiquement concernant les andésites.

Néanmoins, et nous l'avons plusieurs fois constaté, la caractéristique essentielle des spilites est celle de l'abondance et de la variété des hétérogénéités primaires que l'on peut y rencontrer.

En règle générale, une hétérogénéité primaire n'est autre qu'un symbole d'immiscibilité. Nous en avons un témoignage courant lorsque l'échelle à laquelle nous nous plaçons est celle des différents cristaux que nous voyons parfaitement individualisés au sein de n'importe quel type de roche, mais de la même façon, toute autre hétérogénéité primaire peut être considérée, en pétrogenèse comme la marque certaine d'une immiscibilité.

De sorte qu'à la différence des andésites où la pression pouvait avoir comme effet de diminuer le nombre des phases en présence, il semblerait que dans le cas des spilites, le nombre de ces dernières atteindrait au contraire une valeur particulièrement élevée.

En conséquence, la position initiale du matériau spilitique aurait été celle d'une zone frontière provisoire puisque distinguant deux domaines qui eux-mêmes, se trouvaient en voie de réelle séparation.

On conçoit aisément que dans de telles conditions, le rôle de cette zone intermédiaire soit de favoriser au maximum les immiscibilités et même de maintenir à l'état métastable certaines discontinuités de potentiel chimique\*.

C'est donc sur cette hypothèse d'une immiscibilité primaire très élevée que nous allons refermer cette brève étude consacrée au rôle géochimique des spilites, encore que dans l'état actuel des connaissances physico-chimiques relatives au phénomène de solubilité, nous ne saisissons pas clairement le mécanisme intime des subdivisions qui prennent naissance à son niveau.

Il semble cependant que le nombre des systèmes indépendants qui apparaissent (c'est-à-dire des phases qui sont séparées par des discontinuités de potentiel chimique) y soit plus important encore qu'on puisse en juger à première vue.

Dans le cas des Alpes, en effet, il se trouve qu'entre la série sédimentaire nettement siliceuse et la série sédimentaire nettement carbonatée, telles qu'elles apparaissent à l'affleurement, se situent non pas seulement des coulées spilitiques, mais des formations très hétéroclytes de brèches et des horizons variés où se brassent indifféremment des grès, des carbonates et même des gypses.

Il n'est pas impossible que tous ces matériaux, y compris les gypses, proviennent directement des profondeurs de la Terre. Dans ce cas, leur lieu de naissance se situerait dans la zone frontière où s'opère la distinction fondamentale qui sépare les roches acides des roches basiques. Et puisque dans cette zone seraient donc réunies sans pour autant se mêler quantité de phases souvent isolées par des barrières de potentiels chimiques, nous pouvons concevoir que leur évacuation globale vers la surface de la Terre apporterait une explication au volcanisme spilitique ainsi qu'au cortège de roches très diversifiées qui lui est généralement associé.

\* Dans l'expression algébrique de l'équation indiquée page 194,  $\pm dn_i (\mu_i^Y \mp \mu_i^X) = 0$ , nous nous trouvons dans le cas où  $dn_i$  est nul et où par conséquent, nous ne pouvons pas conclure à l'égalité de  $\mu_i^Y$  et de  $\mu_i^X$  car elle n'est pas nécessairement vraie.

**CHAPITRE V**

**CONCLUSIONS GENERALES**

Pour tenter de résumer les principales idées que nous avons avancées tout au long de ces pages, et dans le but aussi d'en dégager une conclusion d'ensemble, nous allons revenir d'une façon plus concrète sur la notion d'une éventuelle juxtaposition de plusieurs systèmes indépendants.

Nous l'examinerons tout d'abord dans l'espace restreint d'un simple échantillon de roche et ensuite à l'échelle beaucoup plus générale du système que constitue la lithosphère.

**LA NOTION DE JUXTAPOSITION DE PLUSIEURS SYSTEMES INDEPENDANTS ENVISAGÉE A L'ÉCHELLE D'UNE ROCHE**

Dans le courant du chapitre IV, nous avons évoqué cette question d'une manière très élémentaire en considérant la réaction minéralogique :



et en constatant qu'elle conduit à des interprétations différentes selon que l'état initial est envisagé comme un système unique composé de deux phases ou bien au contraire comme un assemblage plus ou moins accidentel de deux systèmes indépendants.

La nuance qui sépare les deux cas peut revêtir en réalité un très grand intérêt pratique, et nous en jugerons plus commodément en revenant une fois encore au cas de l'association Quartz - Olivine.

Dans la littérature géologique, on signale quelquefois l'existence de coulées de basaltes au sein desquelles existent tout à la fois des cristaux d'Olivine et des îlots occupés par du Quartz \*.

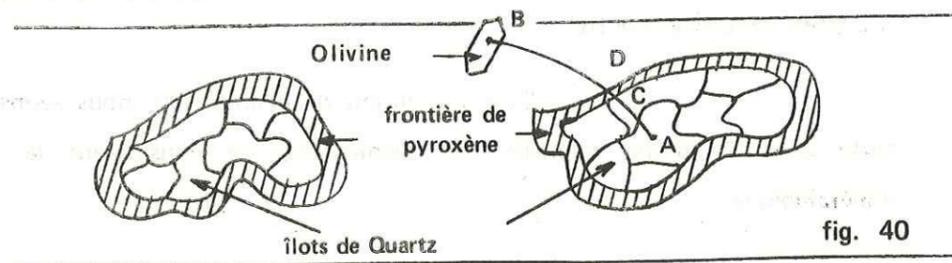
Compte tenu de ce que l'Olivine qui est alors mise en cause n'a généralement pas une composition de Fayalite, il est certain que son

\* A titre d'exemple, ce phénomène est décrit dans l'ouvrage de LAMEYRE J. (1975), tome 1, page 82.

voisinage avec le Quartz constitue une anomalie aussi bien pétrographique que thermodynamique et c'est la raison pour laquelle il est utile de rechercher sa signification.

Comme le rappelle schématiquement la figure 40, cette association Quartz — Olivine n'est pas vraiment directe, puisque, au contact de l'une et l'autre phases, nous constatons qu'une réaction minéralogique s'est produite et qu'elle a donné naissance à des cristaux de pyroxènes. Eux-mêmes déterminent ainsi une sorte de zone frontière entre le domaine occupé par le Quartz et le domaine occupé par l'Olivine.

Cet état de choses étant reconnu, désignons par A un point quelconque pris à l'intérieur d'un îlot de Quartz et par B un point quelconque pris sur un cristal d'Olivine.

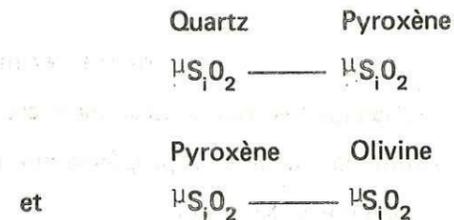


Sur un itinéraire conduisant de A en B, nous pouvons nous demander comment varient les potentiels chimiques des différents constituants présents et, à titre d'exemple, celui de la Silice.

Nous découperons alors l'itinéraire A B en trois tronçons successifs au moyen de deux points intermédiaires C et D que nous placerons respectivement au contact Quartz / Pyroxène d'une part et au contact Pyroxène / Olivine d'autre part.

Dans ces conditions, si nous imaginons un diagramme qui rendrait compte de la valeur du terme  $\mu_{SiO_2}$  en fonction de la position du point où elle serait mesurée sur A B, nous pouvons nous attendre à ce que la courbe obtenue ait une allure assez voisine de celle indiquée sur la figure 41 ou plus probablement encore de celle indiquée sur la figure 42.

En fixant notre attention sur la deuxième représentation, nous voyons aussi que les plus grandes discontinuités de potentiels chimiques susceptibles d'exister entre deux points contigus de l'itinéraire A B ne sont autres que les différences :



c'est-à-dire deux différences dont nous avons déjà constaté qu'elles peuvent rester métastables sur des intervalles de temps de dimensions géologiques.

Faut-il en conclure que la roche globale est elle-même en état d'équilibre au sens de la thermodynamique ? Absolument pas car, si en effet, nous lui appliquons la règle des phases des minéralogistes, c'est-à-dire la relation :

$$C \geq \varphi$$

nous voyons qu'elle conduirait en l'occurrence à donner à C la valeur 2 (constituant MgO d'une part et constituant  $SiO_2$  d'autre part) et à constater pour  $\varphi$  la valeur 3 puisqu'il y a présence simultanée de Quartz, de Pyroxène et d'Olivine

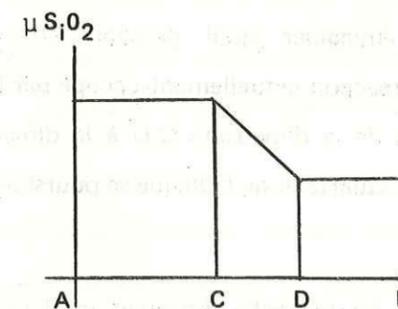


fig. 41

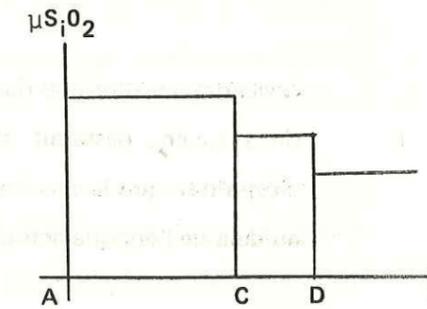


fig. 42

Nous aboutissons ainsi à une impossibilité et il faut donc en tirer la conclusion que la roche globale envisagée ici ne doit pas être considérée comme un système unique mais bien comme la juxtaposition accidentelle de deux systèmes indépendants.

D'un point de vue pratique, cela nous rappelle aussi que postérieurement à la mise en place de la frontière faite de pyroxène, chacun des minéraux Quartz et Olivine peut évoluer pour son propre compte et conserver ainsi son individualité bien qu'il ait été incorporé à un système dont le niveau de potentiel chimique est très différent du sien.

Pour notre compréhension de la pétrogenèse, la question fondamentale qui se pose alors est celle de l'épaisseur de cette frontière et ceci rejoint directement le problème que nous avons abordé au chapitre IV concernant le phénomène de solubilité.

Revenons en effet à la figure 40 et imaginons ce qui se passerait si, sur l'intervalle de temps où ils entrent en réaction mutuelle, le Quartz qui entoure le point A et l'Olivine qui entoure le point B étaient entièrement solubles l'un dans l'autre. Dans ce cas, il est vraisemblable que leur réaction minéralogique serait totale, c'est-à-dire qu'une fois terminée, elle se traduirait par l'existence d'une frontière de pyroxène qui, sur l'itinéraire A B éliminerait complètement l'une des deux phases Quartz ou Olivine\*.

Une autre question fondamentale consiste à se demander si l'état de fait qui est matérialisé sur la figure 40 doit être considéré comme provisoire ou comme définitif.

Imaginer qu'il pourrait être provisoire reviendrait à dire que dans l'avenir, le tronçon actuellement occupé par la frontière de pyroxène passerait progressivement de la dimension C D à la dimension A B, c'est-à-dire que la réaction mutuelle du Quartz et de l'Olivine se poursuivrait encore au-delà de l'époque actuelle.

En revanche, imaginer qu'il pourrait être définitif signifierait que le Quartz et l'Olivine, tels qu'ils apparaissent aujourd'hui sur la figure 40 sont devenus indépendants une fois pour toutes et que désormais, ils auraient donc tendance à se séparer géographiquement l'un de l'autre, compte tenu de la différence de leurs densités respectives.

\* Pour qu'il y ait élimination des deux phases, il faudrait que relativement à la réaction minéralogique invoquée elles se trouvent très exactement en proportions stœchiométriques. Compte tenu du contexte envisagé sur la figure 40, cette condition ne saurait être satisfaite et c'est le Quartz qui devrait disparaître entièrement car il joue le rôle du constituant minoritaire.

Sur un exemple aussi ponctuel que celui envisagé ici, il est bien difficile de faire un choix entre les deux propositions, et son importance serait d'ailleurs assez minime. Par contre, il est possible de dégager une conclusion de portée plus générale en tirant parti d'une observation géologique très significative et que nous allons rappeler maintenant.

Supposons que dans le système moyen qui serait représentatif de la Terre entière, la tendance à l'égalisation des potentiels chimiques puisse neutraliser systématiquement celle de la séparation géographique des sous-systèmes indépendants.

Dans ce cas, les différents matériaux que nous verrions arriver à la surface de la Terre seraient tous au même niveau de potentiel chimique et les choses seraient donc bien différentes de ce que nous constatons dans la réalité.

Mais puisque précisément cette condition ne se trouve pas satisfaite, nous devons en conclure que la séparation effective de sous-systèmes indépendants peut fort bien intervenir avant l'égalisation des potentiels chimiques et le problème pétrogénétique auquel nous devons apporter une réponse prend alors l'énoncé suivant :

A l'instant initial  $t_1$  où notre planète avait acquis la totalité de sa masse, imaginons que nous ayons pu repérer un système moyen parfaitement représentatif de l'ensemble.

Conformément à ce que nous avons déjà constaté il est probable qu'à cet instant  $t_1$  la condition d'égalité des potentiels chimiques n'aurait pas été vérifiée à l'échelle de la totalité du système S, mais simplement à l'échelle des différents sous-systèmes indépendants dont il était composé.

Supposons alors que le plus lourd d'entre eux ait été désigné par le symbole  $S_1$  et que la mesure de sa masse ait donné la valeur  $M_1$ . Dans ce cas, et par voie de conséquence, la différence  $M_2 = M - M_1$  aurait été celle du sous-ensemble  $S_2$  complémentaire de  $S_1$  dans S et dont les niveaux de potentiels chimiques auraient donc été différents de celui de  $S_1$ .

Ces conventions de base étant admises, le problème posé n'est autre que celui de l'évolution des masses  $M_1$  et  $M_2$  avec le temps. A supposer en effet que la définition de S soit celle de l'ensemble des atomes bien déterminés qu'il renfermait à l'instant  $t_1$  (et que par conséquent sa masse totale resterait M même en cas d'ouverture thermodynamique) son comportement serait bien différent selon qu'au-delà de l'instant  $t_1$  et jusqu'à notre époque actuelle  $t_2$  il se produirait en son sein une augmentation de la masse  $M_1$  ou au contraire une augmentation de la masse  $M_2$ .

En fait, nous avons répondu à cette question dès le chapitre I et le postulat que nous avons alors admis implique manifestement une augmentation de la masse  $M_2$ .

Le choix de cette proposition présente une importance d'autant plus grande pour la géologie que l'application brutale des lois de la thermodynamique conduirait exactement à la conclusion inverse.

Il est certain en effet que dans l'optique d'un chimiste, l'évolution naturelle d'un système est celle qui va dans le sens d'une égalisation des paramètres d'intensité et donc en particulier des potentiels chimiques.

En réalité, tout dépend pourtant des dimensions du système choisi, car selon qu'elles sont très petites ou au contraire très grandes, l'ampleur des déplacements internes de la matière y est elle-même modeste ou en revanche considérable.

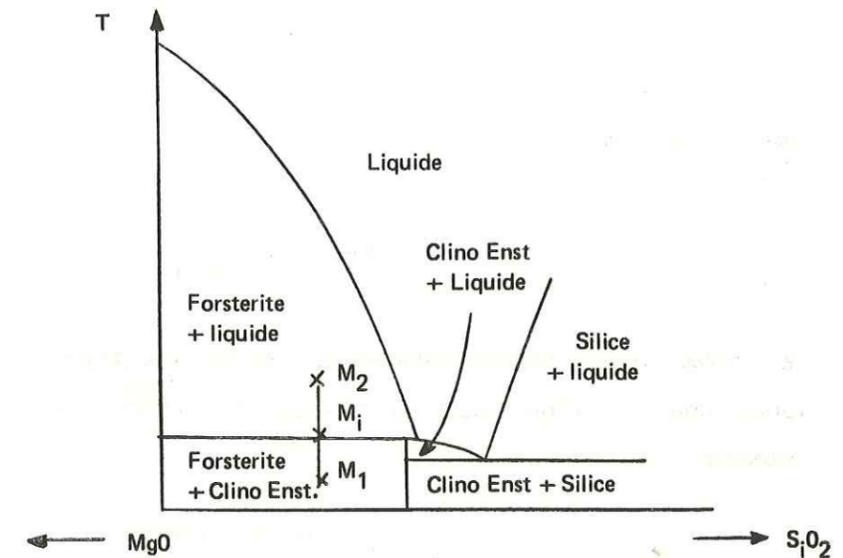
Pour les systèmes habituels auxquels s'intéressent les chimistes et qui sont précisément très petits comparativement à une planète, les influences du champ de gravitation jouent un rôle négligeable et ce sont donc les différences de potentiels chimiques qui gouvernent la quasi totalité des déplacements. Dans la mesure où ces différences deviennent sans effet au-delà de très petites distances, les déplacements dont il s'agit sont forcément de modeste envergure.

Il n'en va plus de même à l'échelle d'un système tel que la Terre où les différences de densités peuvent entraîner des

déplacements de très grande envergure et qui ont pour effet d'éloigner géographiquement les uns des autres certains sous-systèmes qui pouvaient être initialement réunis.

Dans ce cas, ce n'est alors qu'à l'intérieur de chacun d'eux que l'effet des différences de potentiels chimiques se fait lui-même sentir, et cet effet est de déterminer à ce niveau, les déplacements de petite envergure qui sont nécessaires aux réactions minéralogiques.

La nuance entre les deux types de déplacements est donc tout à fait primordiale, et si nous revenons à l'exemple du diagramme  $S_iO_2 - MgO$ , nous le saisissons beaucoup plus nettement encore (figure 43).



Imaginons en effet un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  sur lequel le système auquel nous nous intéressons passerait du point  $M_1$  au point  $M_2$  par suite d'une élévation de température.

Au franchissement du point intermédiaire  $M_i$ , nous savons que la température interne de S se stabiliserait provisoirement et que consécutivement au phénomène de fusion partielle qui apparaîtrait alors, un équilibre se trouverait établi entre une phase liquide relativement siliceuse d'une part et les deux phases solides représentées dès l'instant  $t_1$  d'autre part, c'est-à-dire la Forstérite et la Clino Enstatite.

Lorsque le point  $M_1$  serait réellement franchi, nous savons aussi que la phase Clino Enstatite aurait complètement disparu et il ne subsisterait plus, au sein du système, que la phase solide Olivine et une phase liquide avec laquelle elle serait en équilibre de potentiel chimique.

Entre ce stade transitoire et le point final  $M_2$ , les potentiels chimiques de chacune des deux phases varieraient en fonction de la température, mais toujours de telle façon qu'ils tendraient à rester égaux entre eux à tout instant.

Pour la phase Olivine par exemple, le potentiel chimique de la Silice à l'instant  $t_2$  s'obtiendrait théoriquement au moyen de la relation connue :\*  
 \* Cette relation est notamment indiquée dans l'ouvrage déjà cité de KERN R. et WEISSBROD A. (1964).

$$\frac{\partial \mu_i}{\partial T} = -\bar{S}_i$$

que nous écrivions en l'occurrence :

Olivine

$$\frac{\partial \mu_{SiO_2}}{\partial T} = -\bar{S}_{SiO_2}$$

et la valeur trouvée vaudrait également pour le potentiel chimique de la Silice dans la phase liquide, conformément au principe de l'équilibre thermodynamique d'un système.

Un tel raisonnement n'est évidemment plus applicable lorsque, sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , la phase liquide se sépare géographiquement de la phase solide Olivine.

Dans ce dernier cas en effet, le potentiel chimique de la Silice dans la phase liquide ne tend plus à égaler celui de la Silice dans l'Olivine, mais celui de la Silice dans les nouvelles phases avec lesquelles elle se trouve désormais en contact et qui définissent avec la phase liquide un sous-système généralement très différent de celui dans lequel elle se trouvait incorporée primitivement.

\* Cette relation est notamment indiquée dans l'ouvrage déjà cité de KERN R. et WEISSBROD A. (1964).

Ce sont donc des contributions de ce genre qui expliquent la proposition que nous évoquions plus haut en admettant qu'au sein du système Terre il y aurait une augmentation des masses de type  $M_2$  et non pas une augmentation des masses de type  $M_1$ .

D'une façon plus complète, nous pouvons ajouter maintenant que l'augmentation des masses de type  $M_1$  n'a de signification géologique qu'à l'intérieur d'un sous-système indépendant. Ce n'est qu'à cette échelle en effet que nous retrouvons les conditions d'un système chimique de petites dimensions, c'est-à-dire les conditions d'un système où la tendance à l'égalisation des potentiels chimiques est seule à gouverner les échanges de matière et où ceux-ci n'ont donc pas d'autre amplitude que celle qui est nécessaire aux réactions minéralogiques.

Dans la théorie de la métasomatose telle que l'a établie KORZHINSKII (1957), une modification de la règle des phases aboutit à la formule particulière :

$$\varphi \leq C_i$$

où  $C_i$  désigne le nombre de constituants qualifiés d'inertes à l'intérieur d'un système et  $\varphi$  le nombre de minéraux qui, dans ce même système, sont à considérer comme les seules véritables phases.

Cette technique rejoint exactement les préoccupations qui viennent de retenir notre attention et selon lesquelles nous avons noté la nécessité de savoir distinguer, à l'intérieur d'un système déterminé S, deux sous-ensembles profondément différents quant à leurs significations.

Ainsi, lorsque dans le système théorique S supposé représentatif de la Terre entière, nous avons opposé le sous-ensemble de masse  $M_1$  au sous-ensemble de masse  $M_2$ , nous aurions pu dire en utilisant le langage préconisé par KORZHINSKII que les minéraux appartenant au premier d'entre eux résulteraient des interactions mutuelles qui ne mettent en jeu que des constituants inertes, tandis que les minéraux relevant du second d'entre eux provenaient du simple phénomène de solidification des constituants mobiles.

Dans le premier cas, ce sont donc les déplacements de petite envergure qui expliquent la formation des diverses phases, et par conséquent, ce sont les différences de potentiels chimiques qui en sont la cause. Dans le second cas au contraire, ce sont les déplacements de grande envergure qui exercent leur influence, et par conséquent, ce sont les différences de potentiels de gravitation qui doivent être prises en considération.

Malheureusement, il peut arriver que nous ne sachions pas reconnaître a priori si un constituant déterminé doit être qualifié d'inerte ou de mobile, et nous verrons même, à la fin de ce chapitre de conclusions, que le problème du volcanisme spilitique est sans doute étroitement associé à cet état de choses.

Mais dès à présent, et sans sortir du cadre restreint d'une seule espèce minérale, nous pouvons nous rendre compte de la réalité d'une telle incertitude, surtout si nous repensons à l'exemple de la frontière de pyroxènes à laquelle nous faisons allusion un peu plus haut.

Revenons en effet (fig 44) au cas des îlots de Quartz englobés dans une coulée de basalte à Olivine et, dans la mesure où nous admettons que le Quartz et l'Olivine appartiennent nécessairement à deux systèmes indépendants, demandons nous auquel de ces deux systèmes il convient de rattacher le pyroxène lui-même.

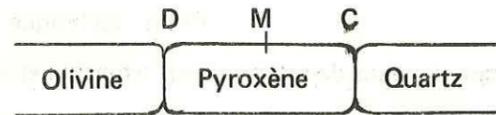


fig. 44

Si nous tenons compte des discontinuités maximales de potentiels chimiques telles qu'elles apparaissent aux points C et D, nous pouvons dire que le problème n'a pas une très grande importance, car dans l'un des systèmes aussi bien que dans l'autre, nous savons que le pyroxène peut rester métastable sur des intervalles de temps de dimensions géologiques.

De sorte que pour aboutir à une solution pratique, nous pourrions être tentés de placer un point arbitraire M à mi-distance entre C et D et de ranger les espaces occupés par le pyroxène soit avec l'Olivine soit

avec le Quartz selon que ces espaces seraient eux-mêmes situés à gauche de la verticale passant par M ou au contraire à sa droite.

Et pourtant, cette manière de procéder serait inadéquate car, pour peu que nous songions au phénomène de fusion incongruente du pyroxène, nous savons que tout système élémentaire pris en son sein conduirait (moyennant une élévation de la température) à deux parties dont l'une serait à ranger avec l'Olivine et l'autre avec la Silice.

Sachant aussi que cette subdivision resterait vraie quelle que soit la position du système élémentaire choisi vis-à-vis du point M, nous voyons finalement que chaque partie de pyroxène, si petite soit-elle, contient sous un état que nous pouvons qualifier de potentiel deux sous systèmes qui sont déjà indépendants.

C'est dire que la distinction entre constituants mobiles et constituants inertes n'est pas toujours chose facile, et nous allons rappeler maintenant que le problème peut également se poser lorsque l'échantillon sur lequel nous nous interrogeons n'est plus un simple minéral mais une roche.

LA NOTION DE JUXTAPOSITION DE PLUSIEURS SYSTEMES INDÉPENDANTS ENVISAGÉE A L'ÉCHELLE DE LA LITHOSPHERE

Pour reprendre un exemple déjà mentionné au chapitre IV, considérons une transversale Ouest-Est qui passerait par la Ville de Grenoble, et sur une distance totale d'environ 300 kilomètres prise de part et d'autre de ce point de repère, proposons-nous de sélectionner les phénomènes géologiques les plus marquants\* qui ont caractérisé l'intervalle de temps séparant l'époque anté-hercynienne de l'époque actuelle.

Sans aucun doute, la principale coupure géologique que nous relevons sur ce contexte espace temps est celle qui sépare les abondantes productions acides\*caractéristiques des temps hercyniens des abondantes productions basiques caractéristiques des temps alpins (et auxquelles nous rattachons évidemment les formations sédimentaires carbonatées puisque c'était là l'une des conclusions du chapitre III).

\* Du point de vue pétrogénétique.

\*\* La question de savoir si les métamorphites doivent y être incluses rejoint le problème abordé au chapitre III avec la figure 23.

Bien que fondée essentiellement sur un critère de temps, cette subdivision est encore relativement confirmée par un critère d'espace car, dans l'ensemble, il apparaît que les productions acides dominent largement à l'Ouest (Région du Massif Central) et les productions basiques à l'Est (Région du Briançonnais et du Piémont).

Dans la zone centrale et notamment dans le Massif des Ecrins-Pelvoux, proche de Grenoble, les productions acides constituent le socle géologique visible et les productions basiques (représentées en l'occurrence par des sédiments à dominante carbonatée) lui servent de couverture.

Entre les unes et les autres viennent précisément s'intercaler les coulées spilitiques auxquelles nous avons fait allusion dans le courant de cet ouvrage et qui apparaissent donc bien comme un possible matériau de transition entre les productions franchement acides et les productions franchement basiques.

Cette situation reproduirait ainsi à l'échelle d'une assez vaste région la situation des pyroxènes évoqués précédemment à l'intérieur d'une coulée de basalte et qui jouaient eux-mêmes le rôle d'un matériau de transition entre les cristaux d'Olivine et les cristaux de Quartz.

Si nous essayons d'approfondir cette comparaison, nous aboutissons d'ailleurs à quelques constatations intéressantes :

En premier lieu, et de la même façon qu'il semble impossible de localiser une frontière privilégiée au sein des cristaux de pyroxènes proprement dits, nous ne repérons pas non plus à l'intérieur des formations spilitiques une ligne continue qui servirait de barrière unique de potentiel chimique.

C'est au contraire à l'ensemble de la formation que cette fonction paraît être dévolue, c'est-à-dire que tout échantillon paraît rassembler des domaines de potentiels chimiques différents, de la même façon d'ailleurs que les échantillons intermédiaires décrits dans l'expérience du modèle à quatre couleurs (chapitre IV) réunissaient effectivement les quatre couleurs et non pas seulement deux d'entre elles comme cela était le cas pour les produits de première venue ou encore de dernière venue.

Nous pouvons donc imaginer que les formations spilitiques rassemblent bien plusieurs systèmes indépendants, et cette proposition est sans doute matérialisée par quelques symptômes assez frappants.

A titre d'exemple, il nous faut souligner la présence en leur sein d'ilôts de Calcite ou encore d'ilôts de Quartz, alors que l'analyse chimique de ces roches révèle généralement une teneur assez basse en CaO ainsi qu'en  $S_iO_2$ .

Par conséquent, et de même que les ilôts de Quartz étaient révélateurs d'une juxtaposition de plusieurs systèmes indépendants dans les basaltes auxquels nous faisons allusion plus haut, il apparaît ici que dans les coulées spilitiques, les ilôts de Quartz et les ilôts de Calcite doivent être révélateurs de la cohabitation de plusieurs systèmes indépendants\*.

Une autre constatation intéressante résulte de l'examen des matériaux spilitiques qui, à l'affleurement, ne se présentent pas sous la forme de coulées mais sous la forme de filons. Il apparaît en effet qu'en pareil cas des accumulations locales de minéraux ferro-magnésiens peuvent être observées, et l'idée qui vient alors à l'esprit est nécessairement la suivante :

Dans la mesure où les roches qui se présentent en filons diffèrent de celles qui se présentent en coulées par le fait qu'elles n'ont pas réussi à se hisser aussi loin en direction de la surface de la Terre, il est probable qu'elles affichent déjà une certaine ressemblance avec les roches qui sont situées encore plus bas, c'est-à-dire dans la partie inférieure de l'écorce terrestre ou même éventuellement dans les couches les plus externes du manteau.

En conséquence, nous pouvons tenir pour relativement normales les concentrations ferro-magnésiennes observées dans les filons spilitiques et nous demander, à cette occasion, si elles ne seraient pas les premières manifestations des productions franchement basiques demeurées jusqu'alors en profondeur à l'état de réserves.

Or, manifestement, c'est bien ce que paraît confirmer ici l'observation des données de la nature, puisque postérieurement à

\* Le traitement statistique des analyses chimiques pratiquées sur les spilites du Massif des Ecrins Pelvoux (travaux de N. VATIN-PERIGNON, R. AUMAITRE et G. BUFFET) rend compte de corrélations qui paraissent justifier ce point de vue. Il est même vraisemblable que l'opposition Sodium-Potassium puisse s'expliquer de cette manière.

l'époque de l'épanchement des spillites qui, rappelons-le, sont triasiques, on assiste à une prolifération de dépôts sédimentaires carbonatés et à des venues de matériaux profonds (volcaniques ou plutoniques) qui, dans l'ensemble, sont essentiellement basiques.

Du point de vue de leurs localisations géographiques, nous pouvons d'ailleurs préciser que les niveaux sédimentaires carbonatés concernent l'ensemble de la région considérée, mais avec une épaisseur qui croît considérablement d'Ouest en Est, c'est-à-dire depuis le Massif Central jusqu'aux zones internes des Alpes. Cependant, il est clair que sur la totalité de cet itinéraire, les carbonates font suite aux produits sédimentaires acides qui marquent le démantèlement de la chaîne hercynienne et qui consistent en conglomérats, grès et quartzites accumulés au Permo-Carbonifère ou même encore au début de l'ère secondaire.

Nous assistons donc bien, et sur le seul exemple des roches sédimentaires, à une transition très marquée entre produits acides et produits carbonatés (c'est-à-dire basiques) et d'un point de vue plus global, nous avons donc l'impression que cette transition est celle qui sépare les temps hercyniens des temps alpins.

Le rattachement des sédiments carbonatés aux matériaux profonds basiques apparaît d'ailleurs avec une certaine netteté et cela en deux occasions tout au moins.

L'une d'elles nous est fournie par les productions de serpentines qui abondent sur la frontière franco-italienne (et au-delà) et dans lesquelles il est aisé de remarquer, même à l'échelle d'un simple échantillon, d'innombrables filonnets de Calcite blanche ou beige qui se détachent sur la matrice verte de la roche\*. De tels échantillons matérialisent ainsi la tendance que manifeste le Calcium à se séparer du Fer et du Magnésium, mais ils concrétisent du même coup la réalité de leur assemblage initial car, bien sûr, nous ne pouvons concevoir de mouvements de séparation qu'entre des éléments qui étaient préalablement réunis.

\* C'est-à-dire la partie de la roche qui est constituée de Chlorite et de Serpentine sensu stricto.

Par voie de conséquence, les serpentines de la zone frontière franco-italienne sont peut-être à considérer comme des matériaux annonciateurs d'un nouveau type de transition entre roches véritablement ignées et roches véritablement sédimentaires. Entendons par là qu'elles sont probablement les dernières manifestations concrètes du groupement Calcium-Fer-Magnésium avant que le Calcium ne soit essentiellement monopolisé par les roches sédimentaires carbonatées et le couple Fer-Magnésium par les roches ignées ultrabasiques\*.

Une deuxième occasion de constater le même phénomène nous est donnée par la chronologie des événements telle que nous la constatons dans le Massif Central. Ici, la séparation entre les temps hercyniens et alpins est particulièrement nette puisque les premiers ont été marqués par d'abondantes manifestations granitiques et les seconds par des épanchements qui souvent sont basaltiques. Il est donc très intéressant dans cette région d'examiner avec soin les filons qui recoupent les formations hercyniennes (notamment les granites) et parmi ces filons, il en est beaucoup qui sont décrits dans la légende des cartes géologiques sous le nom de lamprophyres.

Observés en lame mince, nombre de ces échantillons lamprophyriques révèlent des accumulations de minéraux ferro-magnésiens, assez semblables à celles déjà évoquées plus haut dans les filons spillitiques du Massif des Ecrins-Pelvoux, mais qui, de surcroît sont ici très largement altérés en carbonates.

De tels filons existent en assez grande quantité à l'extrémité Nord-Est du Massif du Mont-Lozère mais souvent ils sont un peu délaissés par les pétrographes qui ont tendance à ne retenir pour leurs descriptions que des échantillons non altérés. Pourtant ils matérialisent assez nettement les relations mutuelles de la phase carbonatée et de la phase ferro-magnésienne et leur signification pétrogénétique est peut-être alors comparable à celle que nous évoquons plus haut pour les serpentines des zones internes alpines.

Tous ces indices paraissent plaider en faveur de l'idée que nous avons développée à partir du troisième chapitre de cet ouvrage et selon laquelle les sédiments carbonatés seraient la conséquence d'un dégagement massif de CO<sub>2</sub> qui, dans une région géologique déterminée, se produirait

\* L'examen chimique des séries sédimentaires montre souvent la progression de cette séparation car, dans l'ensemble, les formations à dominante dolomitique précèdent, dans le temps, les périodes où s'accumulent les plus grandes épaisseurs de dépôts carbonatés. Notons d'ailleurs que la réalité du couple sima-calcaire a été signalée depuis longtemps dans la littérature géologique (H et G TERMIER, 1956 par exemple) et observons aussi que si le cycle géochimique est généralement considéré aujourd'hui comme ouvert, c'est en particulier parce que le passage du Calcium des roches basiques profondes aux roches sédimentaires carbonatées ne semble pas compensé pour un recyclage de même débit. (Cf. : BARTHOLOME P., 1970).

aux dépens du matériau profond de composition basique et sans doute bien après que ne soient déjà parvenu, à la surface de la Terre, des matériaux plus entropiques et de composition essentiellement acide.

En règle générale, l'immiscibilité fondamentale des milieux pétrographiques respectivement acide et basique apparaît assez clairement dans la nature, puisque les îlots basiques se présentent généralement comme autant d'enclaves (c'est-à-dire comme autant de matériaux non assimilés) dans les massifs de granite et qu'inversement, les îlots acides accidentellement entraînés dans des productions de composition basique s'y comportent eux aussi comme des sous-systèmes indépendants\*.

Sur un intervalle de temps  $[t_1, t_2]$  de grande dimension, il faut alors s'attendre à ce que la succession des phénomènes pétrogénétiques reproduise celle que nous imaginions d'une manière très simplifiée au chapitre IV avec un modèle expérimental à quatre couleurs.

Nous aurions en effet un découpage en trois sous-intervalles de temps que nous appellerions respectivement  $[t_1, t_1]$ ,  $[\Delta t_1]$  et  $[t_1, t_2]$  et dont l'intermédiaire, c'est-à-dire  $[\Delta t_1]$  n'occuperait qu'une période extrêmement courte tout en réunissant en un même lieu le plus grand nombre possible de sous-systèmes.

Sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_1]$  la région considérée produirait à la surface de la Terre un matériau comparable au sous-système  $S'_1$  de la figure 29\*\* qui, lui-même se scinderait en un sous-système  $S''_{12}$  de composition essentiellement acide donnant notamment les granites et en un sous-système  $S''_{11}$  de composition essentiellement aqueuse contribuant ainsi à l'augmentation de la masse de l'hydrosphère.

Sur l'intervalle de temps  $[t_1, t_2]$ , cette même région produirait à la surface de la Terre un matériau comparable au sous-système  $S''_{21}$ , qui à son tour se subdiviserait en un ensemble  $S'''_{211}$  correspondant aux formations sédimentaires carbonatées et un ensemble  $S'''_{212}$  correspondant aux venues ignées basiques proprement dites.

\* Nous en avons vu un exemple flagrant avec la figure 40

\*\* Rappelons qu'un exemplaire, mobile de cette figure se trouve inséré dans la page de couverture à la fin de l'ouvrage.

Quant à l'intervalle de temps  $[\Delta t_1]$  dont nous avons rappelé avec le modèle expérimental que sa durée n'est pas tout à fait nulle, il est donc susceptible de correspondre aux productions pétrographiques les plus insolites, c'est-à-dire celles dont la masse totale reste nécessairement petite mais dont la composition minéralogique peut révéler la plus grande variété puisque, en effet, chacun des sous-systèmes en voie de séparation a toutes les chances d'être représenté à ce niveau précis.

Aussi est-ce l'explication que nous avons adoptée dans ce texte pour rendre compte des singularités du volcanisme spilitique ; et afin de tenter maintenant de justifier cette prise de position, nous allons évoquer rapidement les avantages que cette hypothèse paraît apporter lorsque nous la comparons aux autres théories qui ont été émises jusqu'à ce jour.

De toute évidence, l'idée avancée ici s'inscrit dans le groupe des théories pétrogénétiques dites primaires et elle est donc très éloignée des théories dites secondaires qui font appel aux phénomènes de métamorphisme.

Parmi ces dernières, une évolution s'est d'ailleurs dessinée au cours des temps et, pour ne citer qu'un exemple français, le point de vue autrefois développé par P. TERMIER (1898) n'est plus rigoureusement identique à celui récemment soutenu par FONTEILLES (1968). Le premier en effet considérait le phénomène de spilitisation comme le résultat d'une action métamorphique directe intervenant sur une coulée primitivement basaltique et supposée s'être épanchée dans une lagune ; le second, en revanche envisage un métamorphisme très postérieur au volcanisme basaltique proprement dit et impliquant une intervention métagénétique, c'est-à-dire la contribution de constituants extérieurs au système et provenant, en l'occurrence, des zones profondes de l'écorce terrestre.

Plus opposée encore à la position de P. TERMIER que ne l'est celle de FONTEILLES, la théorie aujourd'hui très répandue en France par ROCCI, JUTEAU\* et plusieurs de leurs élèves consiste à envisager le volcanisme spilitique comme un phénomène géologique entièrement profond quant à son origine, et donc entièrement primaire au sens de la pétrogenèse.

\* Voir le volume intitulé "Spilites and Spilitic rocks" mentionné en bibliographie sous le nom de AMSTUTZ.

Elle se classe par conséquent dans la même lignée générale que l'hypothèse adoptée dans le présent ouvrage, mais la nuance qui les sépare ne s'en confond pas moins avec l'une des questions les plus fondamentales de la géologie.

Dans l'hypothèse de ROCCI et JUTEAU en effet, un rôle très important est accordé aux phénomènes d'assimilation susceptibles d'intervenir en profondeur au moment de l'ascension de la lave, et la distinction classique qui est faite entre les kéraatophyres\* et les spilites proprement dites est expliquée de cette façon.

Ainsi, le volcanisme spilitique hercynien s'exprimerait, selon ces auteurs, sous la forme préférentielle de kéraatophyres parce que le contexte hercynien est essentiellement acide et que les laves appelées à le traverser s'enrichiraient donc en silice. Inversement, le volcanisme spilitique alpin s'exprimerait sous la forme de véritables spilites parce que le contexte alpin est essentiellement calcique et que, par conséquent, c'est l'élément calcium qui serait préférentiellement accaparé par les laves lors de leur cheminement vers la surface.

Cette théorie a le mérite de souligner très clairement la différence chimique essentielle qui oppose les contextes géologiques hercyniens aux contextes géologiques alpins, mais elle a l'inconvénient de laisser entièrement sous silence le plus important des problèmes géologiques qui reste alors posé et qui consiste précisément à expliquer cette différence de composition chimique entre les deux contextes.

En outre, elle se prête assez difficilement aux tests que nous pourrions être tentés de lui appliquer d'une manière indirecte : supposons en effet que cette théorie soit exacte et que, par conséquent, la traversée d'un épais contexte siliceux puisse transformer une venue basaltique profonde en un épanchement de kéraatophyres. Dans ce cas, comment pourrions nous concevoir que le volcanisme tertiaire du Massif Central ait donné lieu à des coulées essentiellement basaltiques, alors que, dans cette région, le socle géologique qu'une lave profonde est appelée à traverser se trouve principalement constitué de granites ? Cet exemple n'étant pas une exception locale mais une constatation très fréquente à la surface du

\* En pétrographie, on appelle kéraatophyres des roches présentant les mêmes singularités que les spilites (sensu stricto) mais dont la teneur en silice est beaucoup plus élevée.

Globe, il faut bien en conclure que le problème géologique majeur dans lequel la question particulière du volcanisme spilitique se trouve inscrite consiste à expliquer les différences chimiques fondamentales qui peuvent opposer de très vastes contextes, et notamment celle qui, au niveau de l'Europe, semble séparer le contexte hercynien du contexte alpin.

C'est donc pour tenter de rendre compte de ce type essentiel d'oppositions que, tout au long de cet ouvrage, nous avons replacé le problème du volcanisme spilitique dans le cadre très général du cycle géochimique.

Le schéma proposé sur la figure 29 résume les relations chronologiques probables des quatre sous-systèmes qui (de par leurs masses) sont sans doute les plus importants pour la géologie et qui, dans les conditions de température et de pression qui règnent habituellement à la surface de la Terre, sont relativement indépendants les uns des autres.

Ce même schéma permet de situer en profondeur le contexte espace-temps dans lequel ces quatre sous-systèmes sont susceptibles d'être juxtaposés.

Rappelons à cet effet que lorsque dans un échantillon de roche, nous prenons comme minéral repère une phase arbitraire quelconque, il peut être quelquefois très difficile de savoir quelles autres phases sont en équilibre thermodynamique avec elle et quelles autres encore ne le sont pas.

Cette difficulté provient évidemment de ce que l'on ne peut pas mesurer directement et ponctuellement la valeur des potentiels chimiques et que par conséquent on ignore leur distribution à l'intérieur d'une roche déterminée.

Bien sûr il peut exister des symptômes de déplacements relatifs qui permettent d'identifier un constituant mobile au milieu d'un ensemble de constituants inertes, de même qu'il peut exister des frontières réactionnelles suffisamment larges pour que, le cas échéant, nous sachions les reconnaître comme telles.

Mais ainsi que nous l'avons signalé précédemment, nous ignorons l'épaisseur minimale que doivent avoir ces frontières pour qu'elles puissent maintenir un voisinage entre deux minéraux de potentiels chimiques très différents, et, d'autre part, nous savons aussi que certains minéraux dont la formation ne peut être attribuée qu'à des constituants mobiles ne montrent quelquefois pas plus de symptômes de déplacements que ceux qui dérivent de constituants inertes.

Si donc nous revenons un instant au modèle à quatre couleurs que nous avons envisagé plus haut \* et que nous reproduisons ci-dessous pour mémoire (figure 45) le raisonnement final que nous sommes conduits à envisager prend vraisemblablement la forme suivante :

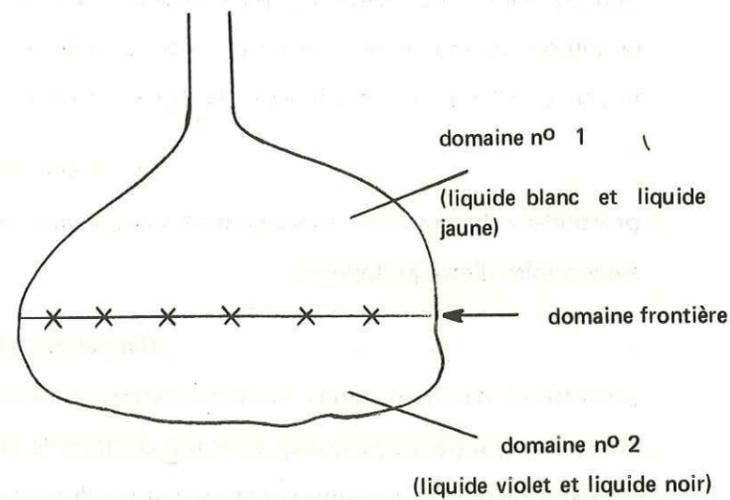


fig. 45

Imaginons que nous prenions une goutte de liquide noir et que nous la plaçons dans le domaine n° 1. Automatiquement, et conformément aux lois de la gravitation, elle aura tendance à redescendre dans le domaine n° 2. Si elle y parvient et qu'elle laisse dans le domaine n° 1 quelques traces de son déplacement, nous pourrions interpréter ces traces comme autant de symptômes nous permettant d'affirmer que vis-à-vis des liquides qui composent habituellement le domaine n° 1, elle joue le rôle d'un constituant mobile.

Si au contraire elle n'y parvient pas, nous pouvons dire qu'elle apparaîtra dans le domaine n° 1 comme une exception, et sa situation sera donc comparable à celle d'une enclave basique accidentellement (et

\* au chapitre IV.

mécaniquement) entraînée dans un contexte granitique qui peut lui-même la retenir sans pour autant l'assimiler.

Par contre, si nous fixons notre attention sur un échantillon E prélevé au niveau précis de la frontière séparant les domaines numérotés 1 et 2, nous concevons aisément qu'il comportera des représentants de chacun des quatre liquides.

Imaginons alors que dans cet échantillon E, nous décidions de qualifier de normales (c'est-à-dire d'inertes au sens de KORZHINSKII) les fractions liquides de couleur noire et les fractions liquides de couleur violette. Dans ce cas, le jugement que nous porterons sur les autres fractions liquides dépendra entièrement des éléments d'appréciation que nous nous donnerons.

Supposons en effet que notre appréciation soit inspirée par des considérations statistiques et que par conséquent nous ayons tendance à comparer l'échantillon envisagé ici à l'ensemble des échantillons que nous pourrions prélever dans les différentes parties du récipient.

Il est alors évident que nous considérerons E comme insolite et que nous qualifierons les fractions liquides jaunes ou blanches trouvées sur lui comme des composantes anormales puisque, en effet, nous sommes convenus d'attribuer le caractère de normalité aux fractions liquides noires ou violettes.

En revanche, si nous admettons dès le départ que les domaines nos 1 et 2 sont répartis à l'intérieur du récipient comme l'indique la figure 45, alors ce sont les lois de la gravitation que nous prenons d'emblée comme élément d'appréciation et, dans ce cas, il nous paraît tout à fait normal qu'un échantillon prélevé au contact des deux domaines contienne des fractions liquides où les quatre couleurs sont représentées.

Transposé au niveau de la géologie, le schéma ainsi envisagé appelle quelques commentaires particuliers. Il semble en effet que dans l'état actuel des connaissances, et bien qu'il soit très largement admis que la couche des roches dites acides se place au-dessus de la couche des roches dites basiques, le problème de la composition des roches de transition reste entaché d'incertitudes.

La raison en incombe peut être à l'existence du volcanisme andésitique qui a fait l'objet de descriptions déjà anciennes et dont on sait qu'il apporte à la surface de la Terre des matériaux dans lesquels les feldspaths aussi bien que les minéraux ferro-magnésiens sont de composition intermédiaire entre ceux que l'on trouve habituellement dans les roches franchement acides d'une part et dans les roches franchement basiques d'autre part.

Mais il reste que le volcanisme spilitique existe lui aussi et qu'à défaut de pouvoir le considérer comme résultant d'une action métamorphique sur un matériau initialement basaltique \*, il faut bien lui trouver une explication dans le cadre des théories primaires.

Nous retiendrons donc le schéma élaboré tout au long de cet ouvrage comme une solution possible \*\*, et dans la mesure où il constituerait une approche de la vérité, il nécessiterait bien sûr d'indispensables prolongements sur plusieurs points très importants.

Sur le plan expérimental par exemple, la question qui se pose est de savoir s'il ne faut pas se donner dès le départ un matériau polyphasé et regroupant plusieurs systèmes pour pouvoir obtenir par cristallisation un produit de caractère spilitique \*\*\*.

Sur le plan de la géologie régionale, il y a lieu de se demander si certains niveaux gypseux ou encore de chlorures qui voisinent souvent sur le terrain avec des laves spilitiques ne doivent pas être rattachés au volcanisme spilitique proprement dit (et dont ils seraient eux aussi des sous-systèmes indépendants) plutôt que d'être considérés d'emblée comme des évaporites.

Sur le plan du cycle géochimique et s'il est exact que la pétrogénèse a pour effet d'augmenter les intervalles de volumes massiques et d'entropies massiques comme nous l'avons envisagé ici, il est possible que le fonctionnement d'ensemble de la Terre reproduise, dans une certaine mesure, le mécanisme qui est mis à profit dans l'industrie avec les appareils à distiller.

\* nous en avons vu les raisons dans le courant du chapitre IV.  
\*\* Rappelons ici qu'à la fin du chapitre IV, nous avons essayé de cerner les significations respectives du volcanisme andésitique et du volcanisme spilitique.  
\*\*\* Il est probable en effet que les modèles classiques de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée, (décrits par exemple dans le livre de MICHARD et ALLEGRE en 1973) ne conviennent qu'à des échantillons constitués d'un seul système.

Sur le plan de la géologie pratique enfin, il est peut-être utile de considérer comme un fil directeur qui serait symptomatique de la séparation de deux ou plusieurs systèmes indépendants le fait qu'un élément chimique déficitaire puisse se trouver concentré dans une espèce minérale déterminée.

Manifestement ce serait le cas du calcium lorsqu'il s'exprime sous la forme de Calcite à l'intérieur des laves spilitiques, mais sans doute aussi est-ce le cas de bon nombre d'éléments métalliques tels qu'ils se présentent dans la nature, c'est-à-dire dans ces amalgames de sous-systèmes indépendants que sont très probablement les filons minéralisés.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C.J. et MICHARD G., 1973. Introduction à la géochimie. Presses Universitaires de France.
- AMSTUTZ G.C., 1968 (voir HESS H.H. et POLDERVAART A., 1968) pp. 737 à 753.
- AMSTUTZ G.C., 1974. Spilites and Spilitic rocks - Springer - Verlag - Berlin - Heidelberg - New-York. International Union of Geological Sciences. Series A, Number 4.
- ARHENS L.H., 1967. Origin and distribution of the Elements International series of monographs in Earth Sciences. Volume 30, pp. 587 à 597.
- BARTH T.F.W., 1962. Theoretical Petrology. 2e édition. John Wiley & Sons inc. New-York. London.
- BARTH T.F.W., 1967 (voir ARHENS L.H., 1967).
- BARTHOLOMÉ P., 1970. Enciclopedia della Chimica. USES Edizioni Scientifiche Firenze.
- BENSON W.N., 1913-1915. The Geology and petrology of the Great serpentine-belt of New South-Wales. Proc. Linnean. Soc. N.S. Wales, 38, p. 496-497, and Esp IV : the dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle district. Proc. Linnean. Soc. N.S. Wales 40, p. 121-173.
- BOISCHOT A., 1966. Le Soleil et la Terre. Presses Universitaires de France. Coll. " Que sais-je ? " n° 1233.
- BOWEN N.L. et SCHAIRER J.F., 1935. The System MgO-FeO-SiO<sub>2</sub> . American Journal of Sciences. 29. 151.
- BRONGNIART A., 1827. Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. F.G. Levrault, Paris, Ed. 144 p.
- BROUSSE R., 1975. Précis de Géologie. Tome 1 Pétrologie. Dunod. Université.
- CORRENS C.W., 1969. Introduction to Mineralogy, Crystallography and Petrology. 2e édition. Springer-Verlag - Berlin - Heidelberg - New-York.

DERCOURT J. et PAQUET A., 1974. Géologie. Objets et méthodes. Dunod. Université.

DUNBAR C.O., 1973. La Terre. Bordas Éditeur. Collection la Grande Encyclopédie de la Nature.

EHLERS E.G., 1972. The Interpretation of Geological phase Diagrams. W.H. Freeman and Co. San Francisco.

FICINI J., LUMBROSO-BADER N. et DEPEZAY J.C., Thermodynamique, Équilibres chimiques. 2e édition. Hermann. Paris. Collection Méthodes.

FLEURY P. et MATHIEU J.P., 1954. Chaleur Thermodynamique. États de la matière. Eyrolles Éditeur. Paris.

FONTEILLES M., 1968. Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Étude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). Bull BRGM 2e S. n° 3. Section II. P. 1-54.

GARRELS et PERRY, 1974. Cycling of Carbon, Sulfur and Oxygen through geologic time. In : the Sea. Vol. 5. Editions E.D. Goldberg. Wiley.

GUGGENHEIM E.A., 1965. Thermodynamique. Éditions Dunod.

HESS H.H. et POLDERVAART A., 1968. Basalts. 2 volumes. Interscience Publishers. John Wiley & Sons. New-York. London. Sidney.

HOCART R. et KERN R., 1967. Problèmes et calculs de chimie générale et de cristalochimie. 2e édition. Paris. Gauthier-Villars.

HOLLAND H.D., 1962. Petrologic Studies. Geol. Soc. of America. p. 447-478.

KERN R. et WEISSBROD A., 1964. Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Masson Éditeur. Paris.

KORZHINSKII D.S., 1957. Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. Traduction en langue française par Bureau de Recherches géologiques et minières. Paris.

KRAUSKOPF K.B., 1967. Introduction to geochemistry. Mc Graw-Hill Book Company. International Series in the Earth and Planetary Sciences.

LAFFONT Éditeur. Collection les grands thèmes. Vol. n° 4. La formation de la Terre.

LAMEYRE J., 1975. Roches et Minéraux. 2 volumes. Doin Éditeur.

LATIMER W.M., 1950. Astro chemical problem of the Earth formation science. 112.101.

MASON B., 1966. Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons Inc. New-York. London. Sidney.

MIYAKE Y., 1965. Elements of Geochemistry. Maruzen Company Limited. Tokyo. Japan.

MORET L., 1955. Précis de géologie. Masson Éditeur. Paris.

MORRE-BIOT N., 1970. Pétrologie des formations volcaniques du permocarbonifère du nord de la France. Thèse de Science. Université de Besançon.

NIGGLI P., 1923. Gesteins und Mineral provinzen. Berlin. Borntraeger. pp. 107-197.

JUTEAU Th. et ROCCI G., 1974. Spilits and Spilitic rocks, voir AMSTUTZ G.C., 1974, pp. 253-329.

RUBEY W.W., 1951. Geologic History of Sea Water. Bull. Geol. Soc. America. pp. 1111-1147.

SMITH R.E., 1974. The productions of spilitic lithologies by Burial Metamorphism of Flood Basalts from the Canadian Keweenawan, Lake Superior. Voir AMSTUTZ G.C.. Spilits and Spilitic rocks. pp. 403-416.

TERMIER H. et G., 1956. Traité de géologie. L'évolution de la lithosphère. Tome 1. Pétrogenèse. Masson Éditeur. Paris.

TERMIER P., 1898. Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull. Soc. Geol. France. T. 26. pp. 165-192.

UREY H.C., 1952. The planets. Yale University Press. New-Haven. U.S.A.

VATIN-PERIGNON N., AUMAITRE R. et BUFFET G., 1974. La spilitisation dans le Massif des Écrins-Pelvoux : un cortège intrusif et effusif dolerito-spilitique (Alpes françaises occidentales). Géologie Alpine. Grenoble T. 50. p. 153-194.

VUAGNAT M., 1946. Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows-lavas. Bull. Suisse Minér. Pétrol. 26. p. 116-228.

VUAGNAT M., 1947. Sur le caractère spilitique des mélaphyres de la région du Pelvoux. Compte-rendus séances soc. phys. Hist. nat. Genève 64. p. 63-65.

VUAGNAT M., 1974. Voir AMSTUTZ G.C. Spilits and Spilitic rocks. p. 417-426.

WEISSBROD A., 1963. Étude thermodynamique de l'équilibre Quartz + Olivine → 2 Pyroxènes. Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr. 86. 3. p. 278-285.

YODER H.S., Spilits and Serpentinities. Carnegie Inst. Washington Year Book. 65. p. 269-279.

TABLE DES MATIERES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Épigramme ..... I  
Avant-Propos ..... II à VII  
Introduction ..... VIII-XII

**Chapitre I : Recherche d'une solution générale pour le problème du cycle géochimique** ..... 1

**1ère partie : l'énoncé du problème** ..... 2

- A. Observation fondamentale ..... 2
- B. Le problème du repérage des systèmes en géologie .... 3
  - a) La notion de cycle ..... 3
  - b) Sur quelques conventions de la thermodynamique chimique ..... 6
  - c) Sur les limites de la thermodynamique chimique dans son application à la géologie ..... 11
  - d) Les trois propositions fondamentales de la pétrogénèse ..... 13

**2e partie : le choix d'une solution** ..... 16

- A. Première observation ..... 16
- B. Deuxième observation ..... 18
- C. Troisième observation ..... 24
- D. Quatrième observation ..... 26
- E. Cinquième observation et conclusion ..... 27

**Chapitre II : La signification des réactions minéralogiques** ..... 29

**1ère partie : Sur le comportement des systèmes géologiques en deçà de leur seuil d'élasticité thermodynamique** ..... 30

- A. Introduction ..... 30
- B. Définition de l'élasticité thermodynamique d'un système ..... 34
- C. Les réactions minéralogiques ..... 37
  - a) remarque préliminaire ..... 37
  - b) la signification des réactions minéralogiques au sens de la thermodynamique chimique ..... 39
    - Remarque 1 ..... 40
    - Remarque 2 ..... 41
    - Remarque 3 ..... 42
    - Remarque 4 ..... 47

**2e partie : sur le comportement des systèmes géologiques au-delà de leur seuil d'élasticité thermodynamique** ..... 50

- A. La distribution des densités et des entropies au sein du système Terre ..... 50

B. Les réactions minéralogiques et la rupture d'élasticité thermodynamique des systèmes géologiques .....	53
a) digression sommaire sur un problème de topologie .....	53
b) la signification des réactions minéralogiques au sens de la géologie .....	60
• la transformation Graphite $\rightarrow$ Diamant .....	65
• la transformation Quartz + Calcite $\rightarrow$ Wollastonite + CO <sub>2</sub> .....	71
• l'ouverture thermodynamique des systèmes géologiques et son rôle à l'échelle de la Terre .....	74
1. Retour sur l'élasticité thermodynamique des systèmes géologiques .....	75
2. Réactions directes et réactions inverses : comparaison des probabilités respectives de réalisation .....	76
• la transformation Quartz + Olivine $\rightarrow$ Pyroxène .....	81
• retour sur la transformation Graphite $\rightarrow$ Diamant .....	84
• retour sur la transformation Quartz + Calcite $\rightarrow$ Wollastonite + CO <sub>2</sub> .....	85
<b>Chapitre III : L'évolution globale de la Terre .....</b>	<b>87</b>
<b>1ère partie : le problème de la symétrie et de la réversibilité dans l'évolution globale de la Terre .....</b>	<b>88</b>
A. Introduction .....	88
B. Les irréversibilités dont l'origine est intérieure aux systèmes que nous considérons .....	89
C. Les irréversibilités dont l'origine est extérieure aux systèmes que nous considérons .....	97
D. Les transformations primordiales et les transformations secondaires .....	106
<b>2e partie : les implications géochimiques de la théorie des plaques .....</b>	<b>109</b>
A. Exposé du problème .....	109
B. La distribution des constituants terrestres en fonction du temps .....	113
C. Recherche des principales subdivisions susceptibles d'intervenir à l'intérieur d'un système géologique initial .....	120
a) le problème de la genèse des carbonates .....	120
b) sur deux observations fondamentales de la géologie alpine .....	125
D. Conclusions .....	128

<b>Chapitre IV : Le rôle géochimique du volcanisme spilitique .....</b>	<b>135</b>
<b>1ère partie : le problème du volcanisme spilitique envisagé sous l'aspect de la nomenclature de ses produits .....</b>	<b>136</b>
A. Analyse des principes fondamentaux sur lesquels sont fondées les diverses classifications de roches éruptives .....	136
B. Pourquoi les laves spilitiques posent-elles un problème de nomenclature ? .....	146
<b>2e partie : le problème du volcanisme spilitique envisagé sous l'aspect de la genèse de ses produits .....</b>	<b>155</b>
A. Revue critique des principales hypothèses génétiques relatives aux laves spilitiques .....	155
a) cas du système Quartz — Albite .....	157
b) cas du système Albite — Anorthite .....	159
c) sur quelques conventions en matière de nomenclature pétrogénétique .....	161
• Remarque 1 .....	161
• Remarque 2 .....	162
• Remarque 3 .....	165
• Remarque 4 .....	167
• Remarque 5 .....	170
d) définition pratique du métamorphisme .....	172
e) arguments invoqués en faveur de la théorie primaire .....	174
f) arguments invoqués en faveur de la théorie secondaire .....	174
g) analyse du critère de métamorphisme .....	176
h) analyse du critère de géométrie de substitution .....	178
i) analyse du critère de similitude de symétrie .....	179
j) transposition de la notion de similitude de symétrie au problème de la genèse des roches spilitiques .....	182
k) bilan comparatif des théories primaire et secondaire .....	184
• Rôle du facteur pression .....	184
• Rôle du facteur température .....	185
• Rôle du facteur composition .....	185
B. Aspect thermodynamique et géochimique du problème des laves spilitiques .....	188
a) retour sur l'application de la règle des phases de GIBBS aux systèmes géologiques .....	188
b) sur l'existence probable de barrières de potentiel chimique au sein de certains systèmes géologiques .....	195

• utilisation du critère d'espace pour la recherche des systèmes géologiques où existent des barrières de potentiel chimique .....	196
• utilisation du critère de temps pour la recherche des systèmes géologiques où existent des barrières de potentiel chimique .....	199
c) l'aspect géologique du phénomène de solubilité ...	201
d) les processus d'égalisation des potentiels chimiques dans les systèmes géologiques .....	205
e) le rôle du volcanisme spilitique dans le cadre du cycle géochimique .....	207
<b>Conclusions générales</b> .....	214
• La notion de juxtaposition de plusieurs systèmes indépendants envisagée à l'échelle d'une roche .....	215
• La notion de juxtaposition de plusieurs systèmes indépendants envisagée à l'échelle de la lithosphère ...	225

**Bibliographie**

**Table des matières**

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Institut  
National Polytechnique

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale