

# RELATIONS ENTRE LA DYNAMIQUE ET LA COMPOSITION CHIMIQUE D'UNE NAPPE D'ARÈNE EN CÔTE D'IVOIRE

François LENOIR\*

\* Géologue O.R.S.T.O.M.  
O.R.S.T.O.M. Adiopodoumé  
B.P. 551, Abidjan, Côte d'Ivoire.

\* Adresse actuelle: O.R.S.T.O.M., B.P. 375, Lomé, Togo.

## RÉSUMÉ

*Les résultats présentés concernent une nappe d'arène granitique de Côte d'Ivoire sur laquelle, pendant trois années, des mesures piézométriques ont été faites en même temps qu'étaient prélevés les échantillons pour analyse chimique. Les conditions d'alimentation de l'aquifère, de circulation dans la partie altérée et de drainage par le réseau hydrologique de surface règlent l'évolution minéralogique des altérations. Cet ensemble complexe tend vers un équilibre entre les solides et les solutions et celles-ci ont été choisies pour caractériser le milieu en fonction de leur position dans le domaine de stabilité des minéraux sur diagrammes d'équilibre.*

*L'évolution d'ensemble des altérations aboutit à la formation de la kaolinite mais ce stade n'est pas atteint partout d'une façon uniforme, chaque site ayant ses caractéristiques propres de drainage. Les eaux météoriques modifient rapidement leur nature pour acquérir le faciès du milieu qu'elles traversent. Cet équilibre établi, la composition chimique se modifie plus lentement au passage dans un milieu différent; les réactions qui réajustent l'équilibre sont plus lentes à se faire. Cette particularité permet de déceler les mouvements rapides des eaux souterraines en fonction de la compatibilité de la solution avec le milieu minéralogique.*

**MOTS-CLÉS :** Altération. Côte d'Ivoire. Diagramme d'équilibre. Eau souterraine. Fluctuation. Kaolinite. Smectite. Surface piézométrique.

## ABSTRACT

*This study deals with a shallow unconfined aquifer contained in a weathered granite from Ivory Coast. Piezometric measurements were made over three years, and samples were collected for chemical analyses. The patterns of recharge circulation in weathered rocks, and drainage by the surface network, control the mineralogical evolution of the weathering. An equilibrium between solutions tends to be reached. Chemical compositions of water characterize the environment according to each single location in equilibria diagrams of solid silicate and aqueous phase.*

*The final evolution of weathering leads to the formation of kaolinite but this stage of evolution is not uniformly reached everywhere because each location has its own drainage characteristics. The facies of meteoric waters changes rapidly during the seepage and tends to reflect the mineral facies they go through. When equilibrium is established, the chemical composition changes more slowly when waters move to a different chemical or mineralogical environment; chemical reactions which readjust the equilibrium occur more slowly. This feature makes thus possible to detect fast movements of the groundwaters when moving through different mineralogical environments.*

**KEY WORDS:** Weathering. Ivory Coast. Equilibrium diagram. Underground water. Fluctuation. Kaolinite. Smectite. Piezometric surface.

## ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ДИНАМИКОЙ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПЛАСТА ГРАВИЯ НА БЕРЕГУ СЛОНОВОЙ КОСТИ

### РЕЗЮМЕ

Приведенные результаты касаются пласта гранитного гравия Берега Слоновой Кости, на котором, в течение трех лет, проводились пьезометрические измерения и в то же время собирались пробы для химического анализа. Условия питания водоносного горизонта, циркуляции в выветренной части и дренажа поверхностной гидрологической сетью регулируют минералогическое развитие выветриваний. Этот сложный комплекс имеет тенденцию к равновесию между твердыми телами и растворами, и последние были выбраны для характеристики среды, в зависимости от их положения в области стабильности минералов, на диаграммах равновесия.

Развитие совокупности выветриваний приводит к образованию каолинита, но эта стадия еще не повсюду равномерно достигнута, так как каждая местность обладает особыми свойствами в отношении дренажа. Метеорические воды быстро меняют свою природу, принимая фацию среды через которую они проходят. Когда это равновесие достигнуто, химический состав медленнее меняется при переходе в иную среду; восстанавливающие равновесие реакции протекают медленнее. Эта особенность позволяет выявить быстрые движения грунтовой воды в зависимости от совместимости раствора с минералогической средой.

### INTRODUCTION

Il est bien connu que la composition chimique des eaux naturelles s'ajuste sur celle des roches dans lesquelles elles circulent. Entre le terrain aquifère et les eaux, des échanges s'effectuent pour aboutir à un équilibre chimique entre les deux phases. L'utilisation des analyses chimiques, complétées par des observations de terrain, doit conduire à la représentation des phénomènes de mise en solution. Diverses classifications peuvent être utilisées pour exposer les résultats, mais elles ne sont pas toujours adaptées aux eaux qui drainent les milieux silicatés. Pour celles-ci il est plus intéressant, si l'on admet qu'un équilibre s'établit entre les silicates et les eaux interstitielles, d'exprimer les équilibres des minéraux en fonction des activités des espèces dissoutes, et réciproquement.

Cette voie, largement ouverte depuis l'ouvrage de GARRELS et CHRIST (1967), conduit aux diagrammes de stabilité qui mettent en évidence les relations qualitatives entre les altérations et les eaux souterraines qui les baignent. Les données thermodynamiques sont souvent exprimées à la température de 25 °C, valeur très proche de celle rencontrée dans les eaux de la zone intertropicale. Dans le cadre d'une étude synthétique, TARDY (1969) a étudié des échantillons d'eaux provenant du nord de la Côte d'Ivoire. L'utilisation des diagrammes de stabilité lui a permis de dégager les grands types de l'évolution minéralogique en expliquant les néoformations minérales dans les milieux d'altération. PACES (1972) a apporté une nouvelle contribution à l'interprétation de ces diagrammes, avec un calcul basé sur les données thermodynamiques et la composition chimi-

que des eaux, introduisant par là une quantification pour traduire l'état de la solution vis-à-vis de l'équilibre entre deux espèces minéralogiques.

En ce qui concerne les eaux de Côte d'Ivoire, l'aspect quantitatif a également été étudié sous une forme assez proche de la précédente (LENOIR, 1972). La méthode est fondée sur le repérage de la position du point représentatif de l'échantillon par rapport à la droite d'équilibre délimitant le domaine de stabilité de deux espèces minérales. Le plus court vecteur, partant de la droite d'équilibre jusqu'à ce point, définit un paramètre caractéristique de l'échantillon. Avec ce paramètre, il est possible d'aborder l'étude de l'évolution saisonnière des eaux, l'équilibre kaolinite/montmorillonite servant de référence.

L'évolution de la composition chimique au cours d'un cycle hydrologique d'une part, les écarts mesurés entre les différents sites d'autre part, suggèrent que le comportement chimique d'une nappe est soumis à son comportement hydrodynamique, c'est-à-dire pour l'essentiel aux possibilités d'alimentation et de drainage. L'exemple proposé ici utilise les données des diagrammes de stabilité pour montrer l'influence de ces facteurs sur l'évolution chimique.

### CADRE DE L'ÉTUDE

Les mesures piézométriques et les échantillons analysés proviennent d'une nappe d'arènes granito-gneissiques. Les puits utilisés pour ces observations ont été implantés selon une toposéquence située en tête d'un bassin de premier ordre de la région de Toumodi, au centre de la Côte d'Ivoire. Le

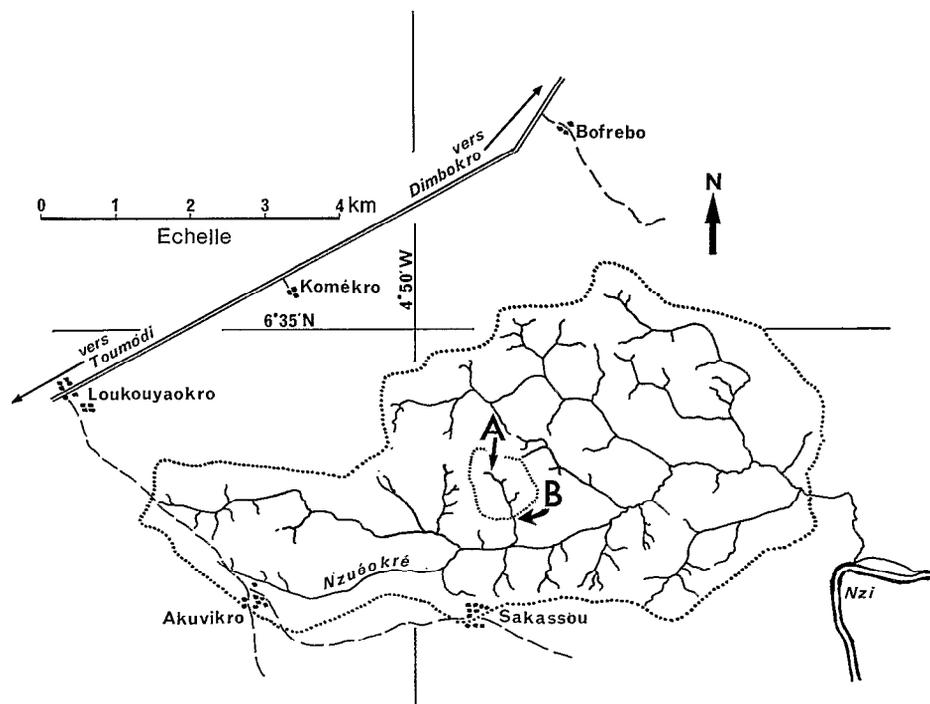


Fig. 1. — Carte de situation. A : emplacement de la toposéquence. B : emplacement de la station de jaugeage.

drainage local est assuré par le Nzuéokré, affluent du Nzi qui se jette dans le Bandama.

L'alimentation de la nappe est fournie par une pluviosité annuelle qui oscille aux alentours de 1200 mm (LAFFORGUE, 1975), étalée sur deux saisons d'inégale importance, séparées par deux saisons sèches dont la principale couvre la période de novembre à février ou mars. Les conditions climatiques réunies pendant cette dernière : absence de précipitations, températures diurnes élevées (35 °C), humidité relative faible (30 %) et évaporation intense (5,8 mm/jour), laissent prévoir un bilan nettement déficitaire dans les aquifères proches de la surface.

Le bassin est soumis au régime hydrologique *équatorial de transition atténué* (GIRARD, SIRCOULON et TOUCHEBEUF, 1971) caractérisé par une période de moyennes et hautes eaux entre mai et novembre. La pluviosité de la première saison des pluies ne sert souvent qu'à régénérer les réserves hydriques du sol. La répartition des pluies est très irrégulière et il arrive que les crues de la première saison soient aussi importantes ou même dépassent celles de la seconde. En règle générale, les cours d'eau présentent des étiages très prononcés et l'écoulement cesse sur les petits bassins dès la fin des épisodes pluvieux.

Les gneiss altérés de la région forment une pénéplaine à l'altitude de 120 mètres. Le paysage est faiblement accidenté par des entailles molles d'une

vingtaine de mètres, occupées par le réseau hydrographique qui découpe la surface en polygones plus ou moins réguliers de 600 à 1200 mètres de côté (fig. 1). Les formations superficielles (DELVIGNE, GRANDIN, 1969) accueillent des associations végétales dont la composition dépend de la topographie (SPIGHIGER, 1975), des conditions pédologiques (RIEU, 1972) et hydrologiques locales.

La toposéquence étudiée se place dans le prolongement d'un thalweg tributaire du Nzuéokré et elle est tracée sur une butte résiduelle de la pénéplaine qui forme l'interfluve. La surface de la toposéquence est recouverte par une formation remaniée hétérogène qui repose par l'intermédiaire d'une *stone-line* sur les altérations en place de la roche-mère sous-jacente. Sur le plateau, une colluvion argileuse à argilo-sableuse épaisse de plus de deux mètres emballe, en profondeur, un horizon gravillonnaire ferrugineux. A l'approche de la bordure du plateau, la couverture reste identique mais son épaisseur diminue. Elle disparaît dans la partie supérieure de la pente où elle est remplacée par une colluvion sablo-argileuse de couleur ocre (sables ocre) épaisse de 1,5 mètre. Le long de la pente, la transition se fait vers une formation claire et nettement sableuse à sablo-limoneuse (sables clairs). En bas de pente et dans les bas-fonds, l'épaisseur de la colluvion sableuse n'est plus que de 1 mètre et la proportion en argiles augmente, surtout à proximité du thalweg.

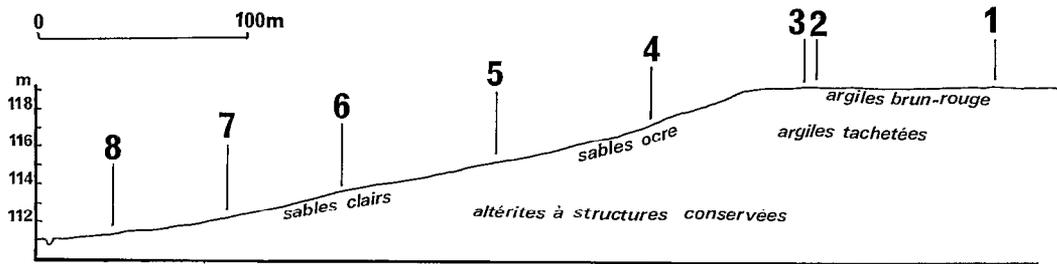


Fig. 2. — Localisation des puits sur la toposéquence.

A partir de la roche-mère, les altérations débutent par des altérites à structures conservées de couleur gris-verdâtre, dont l'épaisseur varie de 1 à 3 mètres depuis le bas de la pente jusque sous le plateau. Ces altérites sont assez meubles et la circulation de l'eau y est facilitée par une porosité intergranulaire importante (40 %), une structure lithique orientée nette et la présence de filons en place, qui laissent une porosité structurale encore plus grande. Ces altérites sont surmontées par des argiles tachetées dont l'épaisseur passe de quelques décimètres en bas de pente à environ 4 mètres dès la bordure du plateau. Leur porosité texturale est de 35 % mais la porosité structurale est nettement inférieure à celle des altérites du dessous. La différence des porosités structurales des deux systèmes peut amener des écarts dans les vitesses de circulation des eaux à l'intérieur des altérations (fig. 2).

#### ÉVOLUTION DE L'AQUIFÈRE

##### Étude ponctuelle

Les conditions d'aridité de la saison sèche réduisent fortement l'extension de la zone aquifère et lorsque l'eau persiste dans les puits, elle ne baigne que la base des altérites. La répartition discontinue des puits productifs laisse supposer que l'eau se rassemble dans les zones déclives que forment les ondulations du front d'altération, à une cote légèrement supérieure au niveau du thalweg. La perméabilité diminue fortement dans la roche-mère et la nappe ne persiste que dans certaines vasques circonscrites, isolées les unes des autres par des seuils résultant d'une avancée moindre du front d'altération.

En étiage, les puits creusés dans la zone tabulaire de la toposéquence s'assèchent régulièrement mais à quelques centaines de mètres de là, sur la même surface géomorphologique de ce bassin, et dans des conditions analogues, la nappe persiste par endroits à environ 6 ou 8 mètres de profondeur. Dans les altérations du versant, la nappe est également fractionnée et comme l'épaisseur de la tranche altérée diminue, la surface piézométrique apparaît entre 5 et 2 mètres de profondeur entre le haut et

le bas de la pente. Dans les bas-fonds colmatés par les argiles, la présence de nappes lenticulaires perchées de faible extension latérale est suggérée par une végétation hydrophile caractéristique. En fin de saison sèche, cette nappe est discontinue et les seules parties aquifères intéressantes sont localisées dans des vasques à la surface du socle.

Les relevés piézométriques dans les puits de la toposéquence traduisent les variations ponctuelles dans chacun des sites d'observation. Le raccordement des repères de mesure au niveau général de la Côte d'Ivoire permet la comparaison des courbes évolutives de la surface piézométrique en fonction du temps, dans un même système de référence. Les résultats sont tirés des observations faites entre 1974 et 1976 et complétées par quelques mesures fragmentaires de 1973. Toutes les éventualités n'ont pu se produire dans ce laps de temps et 1975 a été choisi pour présenter une année à bonne alimentation, avec des précipitations intenses et groupées qui ont provoqué la plus importante remontée observée (fig. 3).

Après une saison sèche bien marquée, les premières pluies de 1975 ont débuté en février et se sont poursuivies jusqu'en avril sans répercussion sensible au niveau des puits. C'est seulement en mai, avec des averses de 40 mm environ que la nappe a commencé à réagir dans la partie aval de la séquence (fig. 3, puits 6 à 8) et un peu plus tard vers le bas de la pente (puits 5). Ces premiers effets de mai sont notés lorsque la pluie cumulée depuis la fin de la saison sèche totalise environ 350 mm qui se répartissent de la manière suivante : 0 mm en janvier, 110 mm en février, 107 mm en mars et 100 mm en avril.

A la mi-mai, une averse de 130 mm suivie le lendemain par une averse de plus de 20 mm provoque la remontée importante et simultanée dans les puits de versant (puits 4 et 5). A la suite de ces précipitations, la nappe fait son apparition successivement dans les puits 3 et 2 en bordure de plateau. Dans ces deux puits, la remontée lente se poursuit progressivement tandis que la décrue de la nappe est déjà bien entamée dans tous les autres sites du

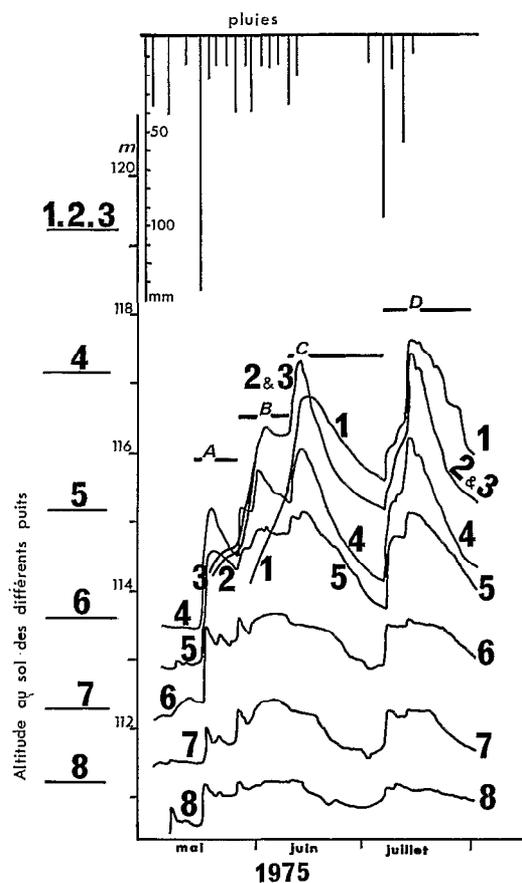


Fig. 3. — Courbes piézométriques de remontées (1975).  
A. Alimentation latérale de la bordure de plateau. B. Alimentation latérale au centre du plateau. C. Alimentation verticale sous le plateau. D. Phase du maximum de remontée.

versant. Dans cet épisode, il est intéressant de noter tout d'abord, que la cote dans les puits de versant et en particulier au puits 4 reste supérieure à la cote mesurée dans les puits 2 et 3 de la bordure de plateau, situés nettement plus haut dans la topographie. En second lieu, il faut remarquer que la cote piézométrique dans le puits 3 est toujours plus élevée que celle mesurée au puits 2. Cette différence est à souligner car l'altitude de la surface du sol de ces deux puits peut être considérée comme identique et leur éloignement minime (de l'ordre de 10 mètres), le puits 3 étant toutefois plus proche de la rupture de pente.

Entre fin mai et début juin, trois averses totalisant 90 mm provoquent une nouvelle remontée générale et la nappe réapparaît au puits 1, sec jusqu'à présent. Plusieurs remarques sont à faire et la première concerne la remontée rapide dans les puits 2 et 3 qui s'oppose nettement à la remontée

lente vue antérieurement. En second lieu, il faut noter que la cote de la surface piézométrique devient quasiment identique dans ces deux mêmes puits et qu'elle est nettement passée au-dessus de la cote de la nappe sous le versant (puits 4). Enfin, la cote de la nappe dans le puits 1, le plus près du centre de l'interfluve est nettement inférieure aux cotes observées dans les puits de bordure de plateau ou même de versant. La cote du puits 1 dépasse celle de bordure de plateau (2 et 3) à la suite de deux averses consécutives totalisant une cinquantaine de millimètres. Le stade ultime de la recharge, avec des cotes piézométriques qui montrent un gradient de charge de l'amont topographique vers le thalweg est atteint en juillet.

En conclusion, la recharge visible de la nappe n'est pas simultanée sur toute l'étendue de la toposéquence; elle progresse par étapes successives en fonction des pluies cumulées depuis la fin de la grande saison sèche. Les premiers 350 mm n'ont

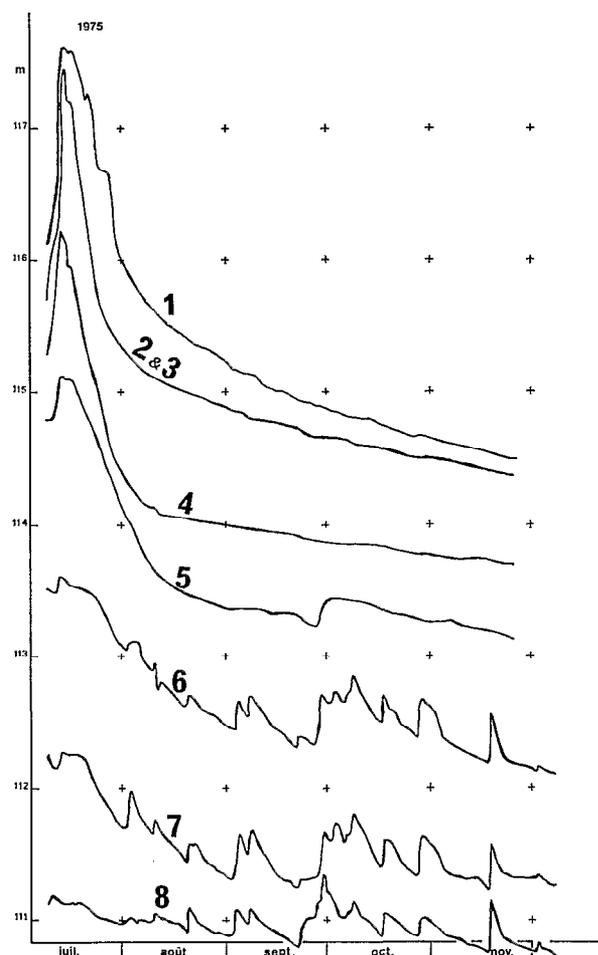


Fig. 4. — Courbes piézométriques de descente (1975).

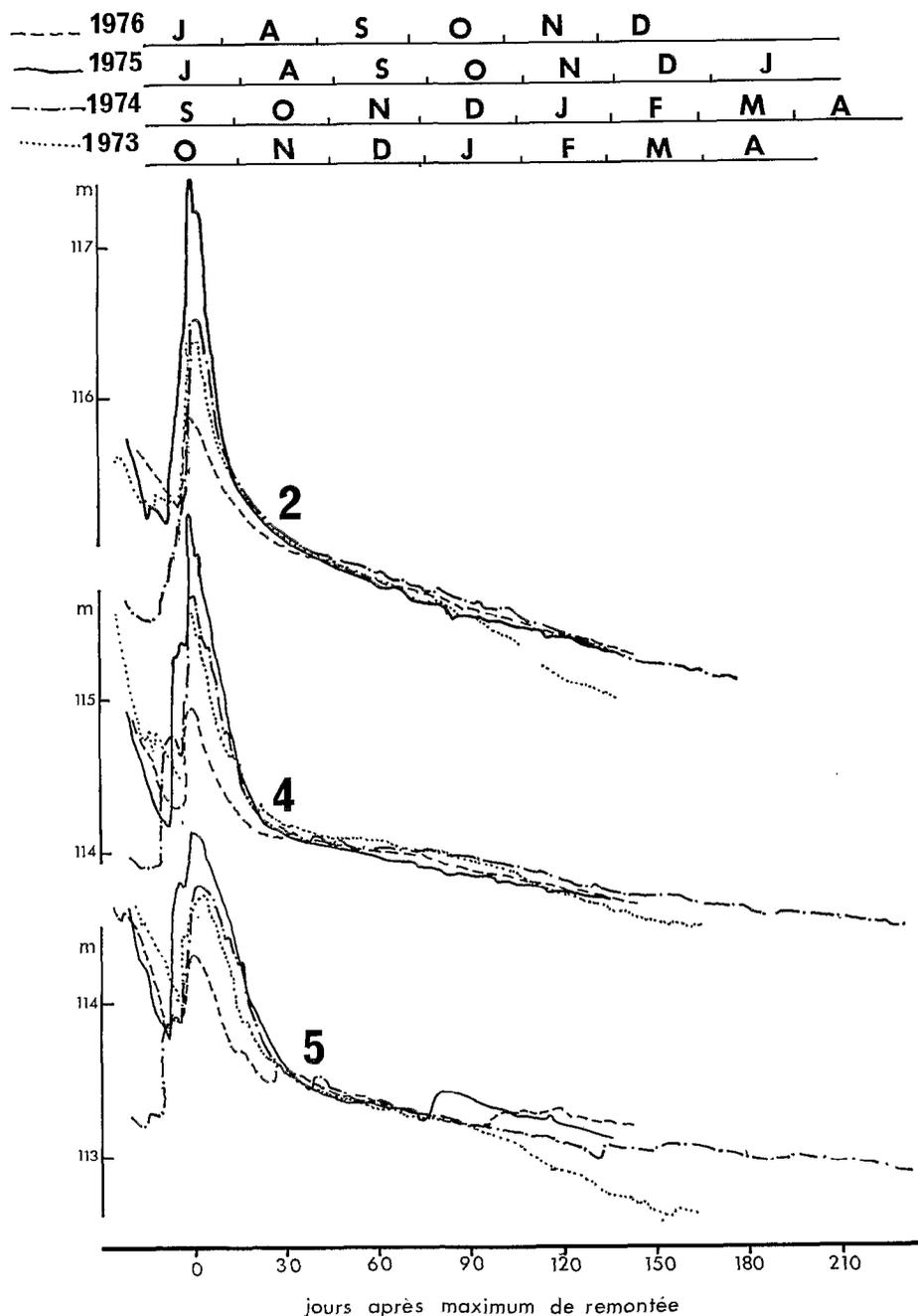


Fig. 5. — Comparaison de la piézométrie en descente aux puits 2, 4, 5 (1973/1976).

de répercussion sensible qu'au niveau du versant et il faut une hauteur de pluie de 600 mm pour que les effets atteignent la bordure du plateau; cette valeur est comparable à celle citée par LELONG (1966) pour un autre exemple de la zone inter-tropicale. La remontée se poursuit vers la zone centrale de l'interfluve à partir de 800 mm de

pluies cumulées et le maximum est atteint après addition de 1 000 mm.

Cette alimentation fractionnée résulte vraisemblablement du franchissement d'obstacles successifs rencontrés soit à l'infiltration soit à l'épanchement de la nappe à la surface du socle. La relation entre les précipitations et les variations de la surface

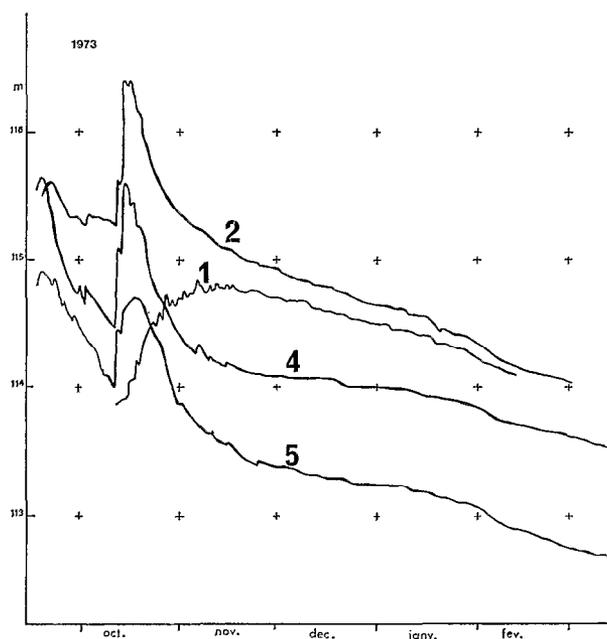


Fig. 6. — Courbes piézométriques de descente (1973).

piézométrique des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération est difficile à interpréter. En milieu intertropical, BELIARD (1976) montre qu'elle doit être fortement modulée en fonction de la répartition des pluies dans le temps.

Dès que la densité des averses diminue, la tendance immédiate de la nappe est à la baisse sur la totalité des sites observés (fig. 4). Les courbes piézométriques de vidange présentent une similitude (fig. 5) quelles que soient les cotes maxima atteintes en hautes eaux; les seules différences sont provoquées par des pluies tardives qui n'affectent que le bas de la toposéquence. Cette régularité dans la descente de la nappe a été vérifiée sur plusieurs dizaines d'exemples pris sur toute l'étendue du bassin et ce comportement permet de prévoir avec une bonne approximation la position de la surface piézométrique pendant les mois qui suivent la date du maximum.

#### Données sur la surface piézométrique

Les mesures ponctuelles de 1975 ont donné à penser que le gradient hydraulique de la nappe suit grossièrement le profil de la toposéquence. Cette correspondance n'est pas toujours atteinte, surtout si la recharge de la nappe est incomplète. Les différences sont surtout sensibles dans la partie amont de la toposéquence, confirmées par des exemples caractéristiques. En 1973, à la date du maximum commun à tous les puits, la surface

piézométrique dans le puits 1 est nettement en dessous de celle des puits de versant et du puits 2, en bordure de plateau. Après cette pointe observée le 16 octobre, les pluies diminuent et l'aquifère baisse partout, exception faite au puits 1 où la remontée se poursuit très lentement pendant un mois environ (fig. 6). Ce phénomène s'est renouvelé en 1974 (fig. 7) mais avec moins d'amplitude. Dans de telles circonstances, le profil de la nappe en crue se présente avec deux pentes opposées, l'une vers le thalweg, l'autre vers le centre du plateau (fig. 8).

Le raccordement des cotes de l'aquifère selon un profil de la toposéquence montre clairement la forme de la surface piézométrique, mais cette figuration ne permet pas de suivre l'évolution en continu. La représentation de l'évolution du profil piézométrique est proposée sur un diagramme rectangulaire utilisant l'espace en ordonnée et le temps en abscisse. Les différents puits sont repérés sur l'axe des ordonnées (fig. 9, 10 et 11), et les valeurs piézométriques sont transcrites en fonction du temps,

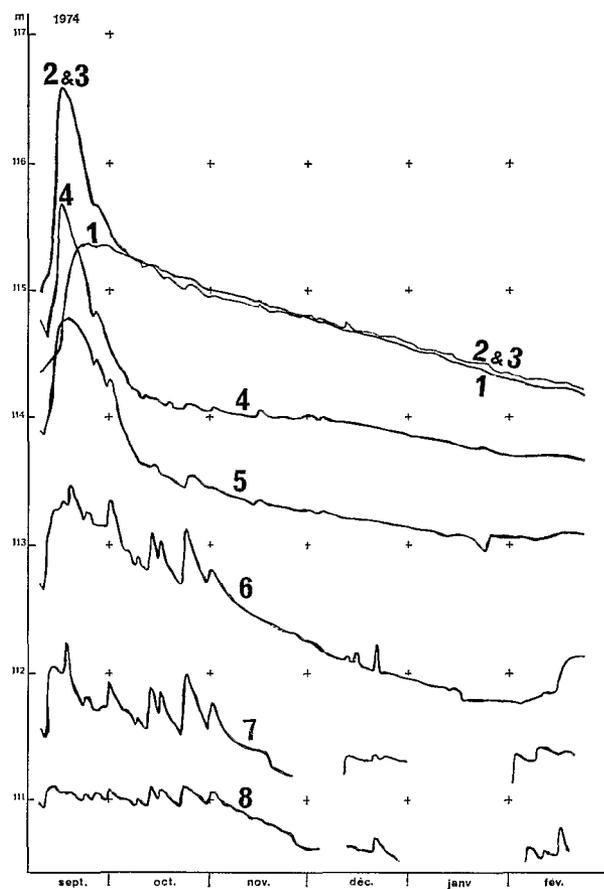


Fig. 7. — Courbes piézométriques de descente (1974).

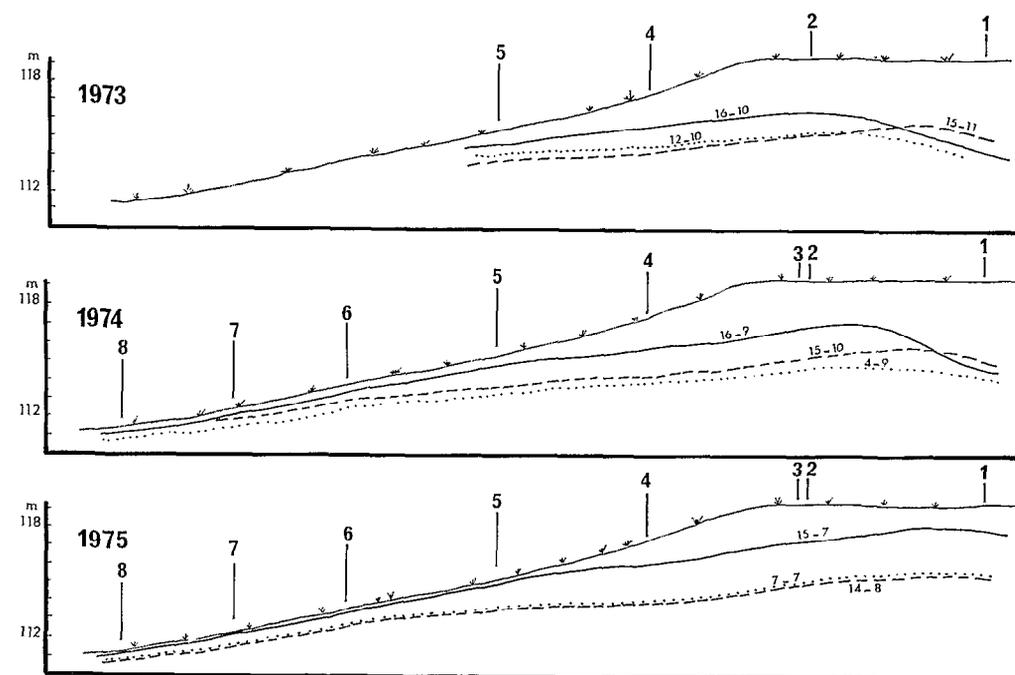


Fig. 8. — Profils piézométriques. *Pointillé* : état de la nappe juste avant le dernier épisode de remontée; *trait plein* : état de la nappe au maximum de remontée; *tireté* : état de la nappe un mois après le maximum de remontée.

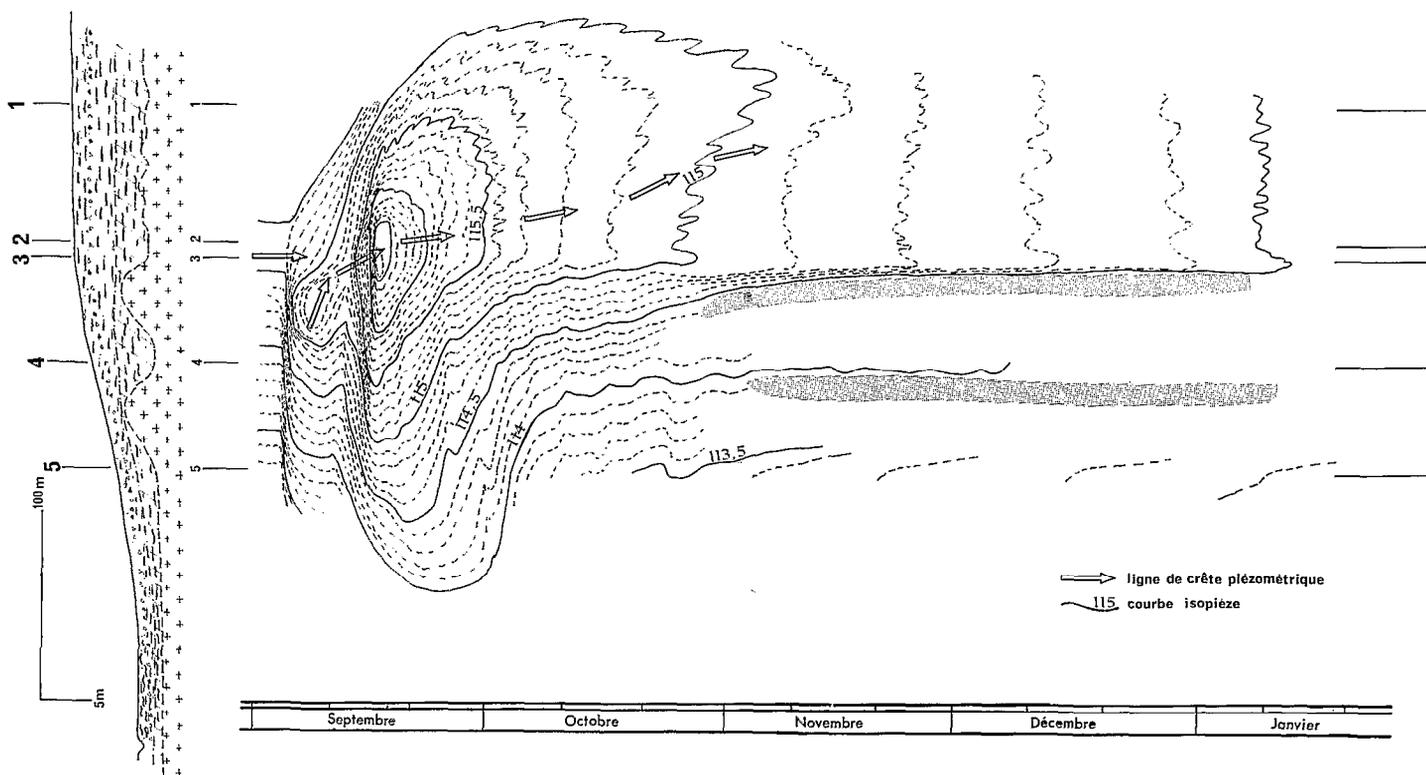


Fig. 9. — Évolution du profil piézométrique dans la toposéquence (1974).

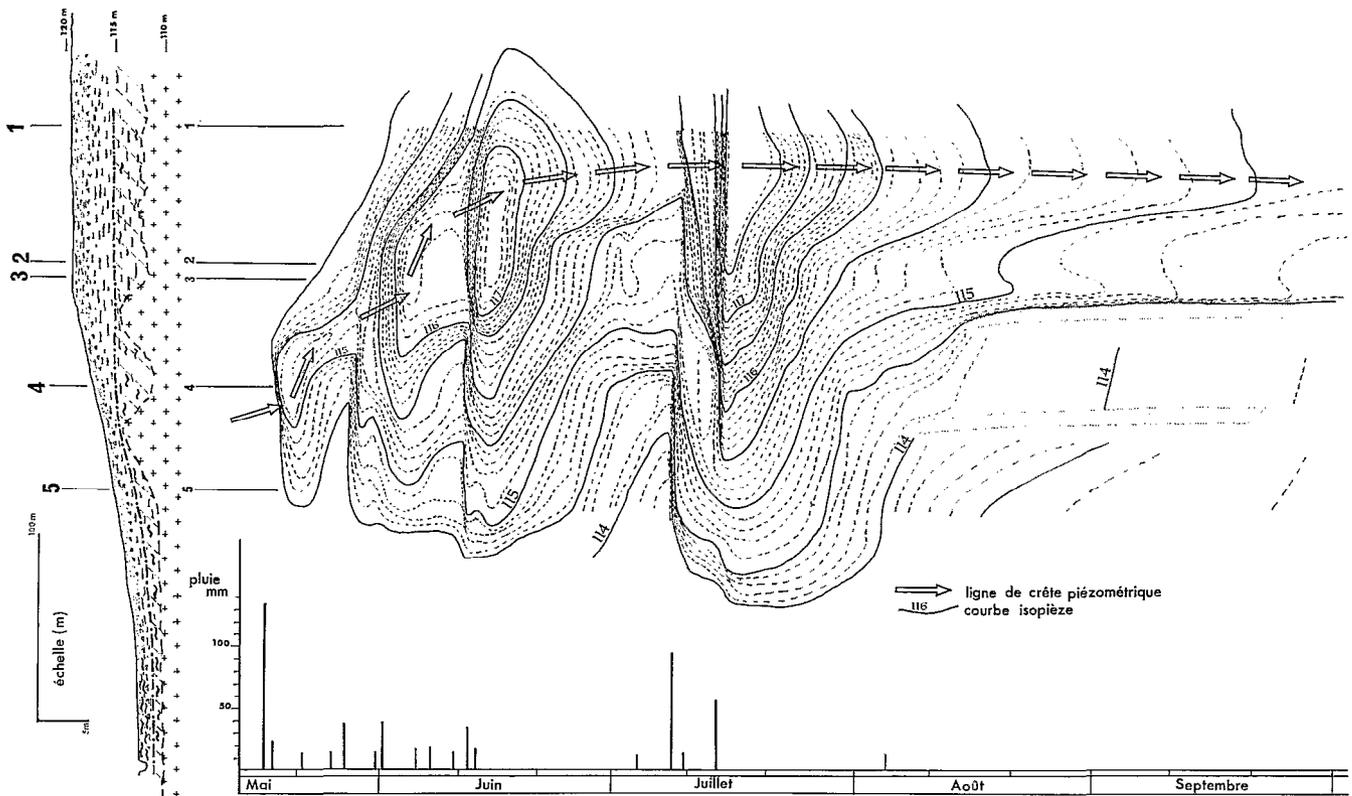


Fig. 10. — Évolution du profil piézométrique dans la toposéquence (1975).

parallèlement à l'axe des abscisses. L'allure générale de l'évolution piézométrique le long de la toposéquence est donnée par le tracé des courbes isopièzes qui relient les points d'égal valeur.

La représentation de l'évolution du toit de la nappe se traduit par un relief, défini par l'emboîtement et la configuration des courbes isopièzes. Cette figuration a l'avantage d'intégrer les données, à la fois dans le temps et dans l'espace, en apportant la visualisation de la dynamique du profil piézométrique de la toposéquence. Une coupe parallèle à l'axe des abscisses donne, en fonction du temps, l'évolution piézométrique au point choisi sur l'ordonnée; une coupe perpendiculaire à l'abscisse donne le profil de la surface piézométrique dans la toposéquence à un instant donné. Le point le plus élevé du profil piézométrique définit la crête piézométrique et suivant les déformations que subit la surface piézométrique en cours de recharge, ce point haut se déplace sur le diagramme en suivant la ligne de crête piézométrique. Cette représentation de l'évolution de la surface de la nappe suppose que celle-ci forme un ensemble continu, ce qui semble être le cas lors de l'alimentation, à la pointe de crue de

la nappe et en hautes eaux. Lorsque la nappe tend vers le tarissement, des discontinuités peuvent se présenter et la représentation n'a plus grande signification.

#### *Dynamique de la surface piézométrique*

Les particularités de cet aquifère résident surtout dans le mode d'alimentation et dans la configuration que prend le profil de la nappe selon la pluviosité. La recharge s'effectue en trois phases successives et la première débute avec les premières pluies de la saison. Les eaux sont drainées vers les parties les plus perméables, recouvertes par les sables clairs, où elles transitent pour s'accumuler dans les altérites. Cette première phase assure la reconstitution du stock de l'aquifère qui devient continu dans la portion comprise entre le thalweg et le versant (puits 4 à 8).

Avec des pluies suffisantes, la nappe réagit très rapidement aux précipitations dans les puits de versant (puits 4 et 5). La remontée de la surface piézométrique amène la formation d'un point haut

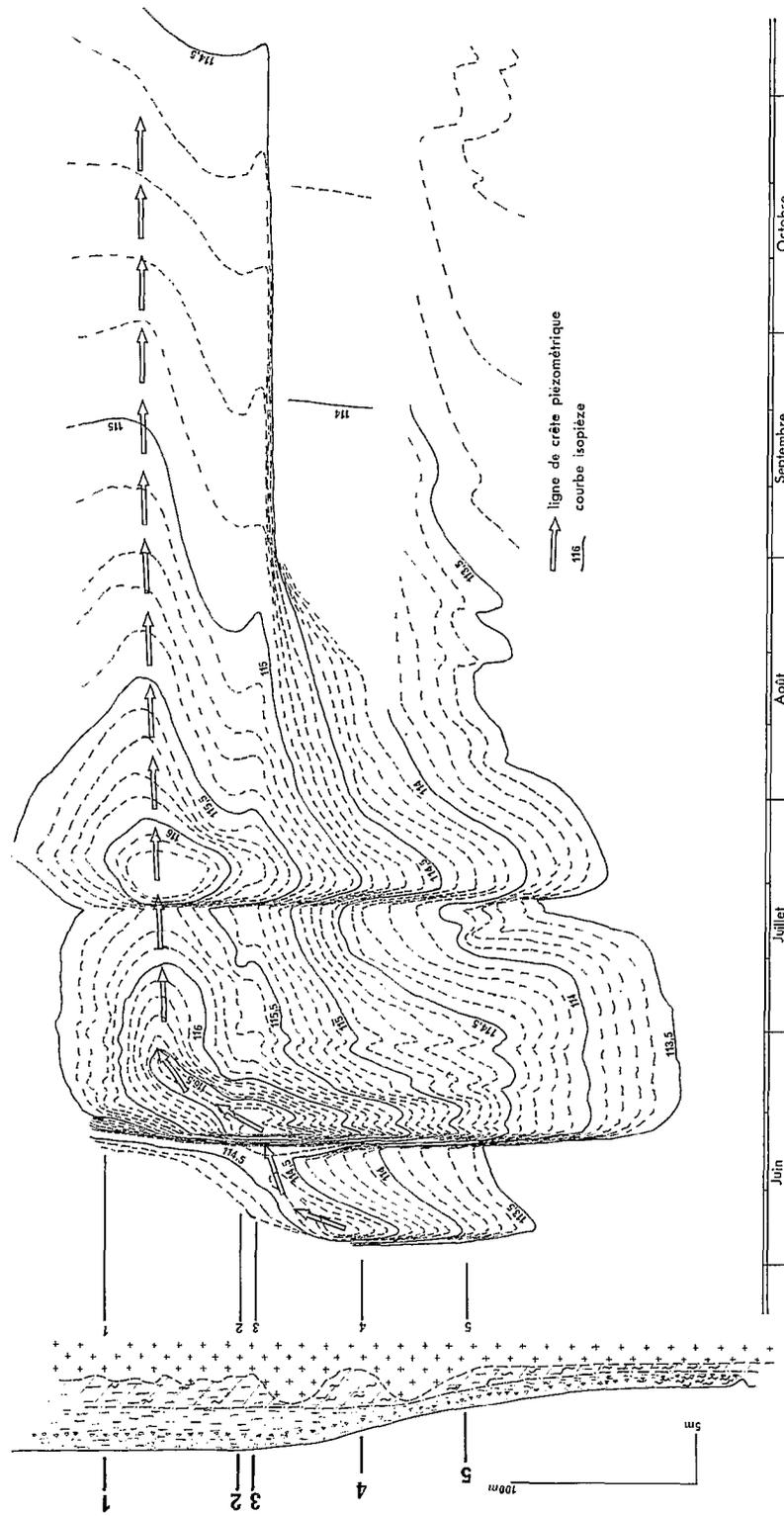


Fig. 11. — Évolution du profil piézométrique dans la toposéquence (1976).

ou crête piézométrique sous la surface du versant. Les pressions se répartissent dans deux directions opposées, vers le thalweg ou vers le centre de l'interfluve. Dans ce dernier cas, le réajustement de pression permet la réalimentation lente des puits de la bordure de plateau (puits 2 et 3) à partir des eaux infiltrées le long du versant. La pente du gradient hydraulique dirigée vers le plateau, la position de la crête piézométrique qui se déplace vers le centre de l'interfluve et la lenteur de la remontée dans les puits de plateau définissent cette deuxième phase, au cours de laquelle s'effectue l'alimentation *latérale* sous la butte. Les années à faible pluviosité (1973, 1974), le processus de recharge sous l'interfluve (puits 1) peut s'arrêter à ce stade. A cette occasion, les eaux rencontrées sous le plateau viennent pour l'essentiel du versant après transit dans les altérites.

Pendant les deux phases précédentes, le front d'humectation des eaux infiltrées depuis le sommet du plateau poursuit sa progression vers le bas. La troisième phase débute avec la jonction entre cette frange humide descendante et le toit de la nappe, réalimentée par les apports latéraux. Cette phase succède de très près aux précipitations et elle est caractérisée par une remontée rapide de la surface piézométrique sous la butte. La liaison entre les deux alimentations, *latérale* et *verticale* n'est pas simultanée en tous points. Elle s'effectue en premier lieu en périphérie de plateau puis progresse vers l'intérieur où l'infiltration est ralentie par la couverture d'argiles brun-rouge, la nature argileuse des altérations et leur forte épaisseur. De façon épisodique, le phénomène affecte l'ensemble de la butte, mais ceci ne se produit que les années à forte pluviosité (1975). Pendant cette phase, la crête piézométrique se déplace pour atteindre la zone de bordure du plateau; la migration se poursuit vers le centre de l'interfluve si les conditions sont favorables. La progression de la crête piézométrique est limitée et elle s'arrête avant le puits 1, donc bien avant le centre du plateau que l'on peut assimiler à la crête topographique. Dans le cas d'une configuration symétrique de la nappe par rapport au centre de l'interfluve, on peut supposer que la partie médiane de l'aquifère, sous la butte, est légèrement en dépression par rapport aux deux crêtes piézométriques proches des bordures de plateau. Cette configuration crée des conditions de drainage nettement différenciées dans la zone de plateau, les meilleures se situant à la périphérie et les moins bonnes dans la partie centrale.

La tranche aquifère drainée vers le thalweg est rapidement éliminée au cours de la décrue de la nappe. La baisse du niveau est générale et des discontinuités commencent à s'établir lorsque la surface piézométrique recoupe les ondulations de

la roche-mère qui fonctionnent comme seuils. Les fragments de nappe isolés sont alors soumis aux seules actions de l'évapotranspiration et le phénomène se poursuit jusqu'à la prochaine saison pluvieuse.

#### VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA NAPPE EN FONCTION DU RÉGIME HYDROLOGIQUE

##### *Méthodologie*

Le comportement hydrodynamique de la nappe influence nécessairement la composition chimique des eaux et c'est dans ce but que des échantillons d'eau ont été récoltés entre 1974 et 1976 dans les puits de la toposéquence (puits 1 à 5). La cadence des prises est de l'ordre de la semaine, mais cette maille n'a pas été respectée de façon rigoureuse, l'intervalle pouvant être plus court pendant les fortes variations piézométriques et plus long au moment des étiages. Malgré les longues périodes de sécheresse observées dans les puits de l'amont, environ 550 échantillons d'eaux souterraines ont pu être analysés, auxquels s'ajoutent plus de 70 échantillons complémentaires prélevés dans le marigot de premier ordre (BVE), drain du bassin de la toposéquence. Les eaux peuvent être considérées comme représentatives du milieu naturel, les puits n'ayant reçu aucun aménagement après leur fonçage; en outre, l'influence humaine est nulle, le village le plus proche (Sakassou) étant distant de plus de 4 kilomètres.

Aux dates choisies, les prélèvements sont faits dans les puits de la toposéquence pour permettre une comparaison immédiate entre les concentrations mesurées. A chaque récolte correspond une situation chimique et l'enchaînement des résultats dans le temps donne l'évolution chimique de l'aquifère.

##### *Hétérogénéité chimique de l'aquifère*

Sur les représentations d'ensembles aquifères, la distribution des courbes d'égales concentrations est souvent très simple; cette simplicité apparente se complique lorsque l'échelle de figuration augmente. Au niveau de la toposéquence, les caractéristiques locales propres au terrain aquifère sont un facteur déterminant de l'hétérogénéité. Dans le cas d'une nappe d'arènes, les altérations ne peuvent être considérées comme homogènes et la circulation des eaux se fait par des zones privilégiées dans des matériaux de natures minéralogiques différentes. Les valeurs de concentration ne peuvent tendre vers une complète uniformité, même si la zone aquifère est de faible extension et sur un faciès identique de roche-mère.

Les exemples proposés (tabl. I à V) illustrent plusieurs situations depuis le maximum de remontée de la nappe, jusqu'au stade ultime de la fin de saison sèche. Aux différentes dates, les eaux présentent des variations significatives dans leur composition chimique, confirmant l'hétérogénéité de la zone aquifère.

#### Principales observations

La composition de la nappe n'est pas uniforme entre l'amont et l'aval de la toposéquence, même dans le cas des *très hautes eaux* (tabl. I) qui se rapporte à la fin du remplissage des profils d'altération. Dans cet exemple, l'aquifère peut être considéré comme continu depuis le thalweg, où la nappe affleure dans les bas-fonds, jusqu'au plateau où l'alimentation verticale est généralisée. Les variations longitudinales de concentration ne sont pas croissantes du haut vers le bas de la toposéquence, et elles sont indépendantes d'un élément chimique à l'autre. Un même lieu (puits 3) peut servir de pôle aux valeurs minima de certains éléments (sodium, potassium, silice) et être en même temps le siège de fortes teneurs pour d'autres (calcium et magnésium). Malgré l'hétérogénéité chimique et un manque d'organisation apparent, le pH suit une hiérarchie de valeurs depuis l'amont topographique (6,0) jusqu'au marigot (6,7).

La situation des *moyennes eaux* se place quatre semaines après la pointe du maximum de crue, et l'ensemble de la nappe alimente encore le réseau de surface malgré la diminution de la pluviosité dans ces dernières semaines. Les valeurs sont modifiées (tabl. II), mais les différences restent toujours importantes entre les eaux au centre, en bordure de plateau ou le long du versant. La limite du plateau se singularise toujours avec des valeurs particulièrement faibles ou fortes selon les éléments, et il existe toujours un écart appréciable entre les eaux des puits de versant (4 et 5) et du marigot (BVE).

TABLEAU I

16 juillet 1975. Très hautes eaux. Concentrations en mg/l.

	BVE	5	4	3	2	1
SiO <sub>2</sub> .....	19,0	20,2	21,4	13,8	17,0	30,20
Na.....	4,95	3,90	3,75	1,50	2,0	4,20
K.....	0,40	0,60	0,70	0,20	0,40	0,70
Ca.....	1,68	0,21	0,21	1,16	0,21	0,01
Mg.....	0,74	0,26	0,26	0,42	0,21	0,05
pH.....	6,70	6,35	6,25	6,10	6,05	6,00
cote N. G....		115,10	115,95	117,23	117,59	117,59
cote sol.....		-0,10	-1,26	-2,14	-2,11	-1,73

TABLEAU II

13 août 1975. Moyennes eaux. Concentrations en mg/l.

	BVE	5	4	3	2	1
SiO <sub>2</sub> .....	26,4	27,0	28,0	16,0	19,8	27,2
Na.....	8,00	4,65	5,95	1,25	1,60	3,35
K.....	0,25	0,50	0,70	1,00	1,00	0,50
Ca.....	1,84	0,79	0,63	1,31	0,26	0,26
Mg.....	1,05	0,25	0,40	0,54	0,32	0,01
pH.....	6,80	6,50	6,80	6,40	6,30	6,40
cote N. G....		113,59	114,10	115,09	115,07	115,55
cote sol.....		-1,61	-3,11	-4,26	-4,27	-3,77

TABLEAU III

12 novembre 1975. Basses eaux. Concentrations en mg/l.

	BVE	5	4	3	2	1
SiO <sub>2</sub> .....	25,2	23,0	32,0	12,4	14,6	31,0
Na.....	8,30	6,10	7,50	1,60	2,20	3,90
K.....	0,50	0,60	0,75	1,10	1,40	0,65
Ca.....	2,52	1,16	0,74	0,74	0,47	0,32
Mg.....	0,53	0,26	0,21	0,11	0,26	0,01
pH.....	7,05	6,95	6,90	6,25	6,92	6,17
cote N. G....		113,21	113,74	114,45	114,44	114,57
cote sol.....		-1,99	-3,47	-4,90	-4,90	-4,75

TABLEAU IV

16 décembre 1975. Étiage. Concentrations en mg/l.

	BVE	5	4	3	2	1
SiO <sub>2</sub> .....	sec	31,5	33,5	11,6	sec	31,0
Na.....		6,60	7,45	1,80		7,05
K.....		0,85	0,75	1,40		2,10
Ca.....		1,26	0,79	1,42		1,94
Mg.....		0,32	0,37	0,37		1,58
pH.....		7,05	6,95	6,25		6,12
cote N.G....		113,07	113,65	114,28	<114,30	114,45
cote sol....		-2,13	-3,56	-5,07	<-5,04	-4,87

TABLEAU V

11 février 1976. Sécheresse. Concentrations en mg/l.

	BVE	5	4	3	2	1
SiO <sub>2</sub> .....	sec	33,0	33,0	sec	sec	sec
Na.....		6,90	10,40			
K.....		1,00	3,50			
Ca.....		1,73	4,20			
Mg.....		0,53	2,73			
pH.....		6,95	7,17			

Les étapes des *basses eaux* (tabl. III) et de l'*étiage* (tabl. IV) jalonnent l'augmentation des valeurs qui se poursuit jusqu'à la *sécheresse* (tabl. V) dans les puits de versant. Ce dernier exemple situe la composition chimique au maximum des conditions d'aridité, les échantillons ayant été prélevés après une période de deux mois environ sans apport pluvial.

Le comportement singulier de chaque élément analysé rend complexe la représentation des résultats, mais certaines similitudes de composition chimique s'établissent entre les divers sites. Si les puits 2 et 3, creusés sur le plateau, présentent entre eux des affinités, ils n'en ont apparemment aucune avec le puits 1, également creusé sur la même surface topographique, avec des épaisseurs de la tranche altérée très voisines et pour des conditions de profondeur de la nappe sous la surface du sol presque identiques. La composition chimique des eaux au puits 1 se rapproche davantage de celle des puits 4 et 5 creusés sur le versant, donc plus loin, plus bas en altitude, avec une tranche altérée plus faible, et à une cote piézométrique nettement différente.

Les concentrations chimiques ne sont pas fixées par les seuls paramètres de position dans un système statique, établi à partir des données topographiques. D'autres critères, basés sur les paramètres dynamiques propres à la nappe, peuvent influencer de façon plus décisive les caractéristiques chimiques des eaux.

### Interprétation

Les variations latérales de la composition chimique trouvent certainement leur origine dans les particularités de fonctionnement de la nappe. Les conditions de circulation des eaux du plateau sont sous la dépendance de la crête piézométrique, évoquée antérieurement, et l'influence de ce sommet de nappe doit apparaître dans les teneurs chimiques. La crête piézométrique, mobile pendant la recharge, se stabilise ensuite sous le plateau entre les puits 1 et 2. Sur le versant du thalweg, le drainage n'est pas uniforme sur toute la longueur mais il peut être considéré comme efficace, du moins en hautes et moyennes eaux. Les puits 2 à 5 sont concernés par ce premier versant de nappe et le puits 3, le plus proche de la rupture de pente topographique, présente les meilleures conditions de drainage, la circulation étant favorisée par l'influence de la rupture de pente sur la nappe.

Sur le second versant dirigé vers le centre du plateau, le drainage est moins bon, puisque la surface piézométrique a son sommet situé entre la crête topographique et l'aval de la toposéquence. Dans ce contexte, les eaux de la partie centrale du plateau sont piégées. Au puits 1, les caractéristiques chimiques des eaux reflètent cet état et les concen-

trations des éléments très mobiles comme le sodium et assez mobiles comme la silice sont relativement élevées. L'élimination des solutions est difficile étant donné que le drainage éventuel vers le thalweg recoupe la remontée de la surface piézométrique. La dilution ou la diffusion intervient pour uniformiser les concentrations entre les eaux très concentrées et celles qui le sont moins. Par ces procédés, l'élimination devient possible même si elle est ralentie par les conditions hydrodynamiques.

Les éléments mobiles comme le sodium ou la silice vont donc se trouver à très faibles concentrations lorsque l'échantillon est pris en position de drainage très efficace (puits 2 et surtout 3). Par contre les mêmes éléments vont être plus abondants dans les eaux prélevées dans les zones à drainage moins efficace. Le long du versant où sont creusés les puits 4 et 5, le gradient hydraulique est assez faible et dès que la nappe a franchi la période de forte crue, le profil de la surface piézométrique tend à se mettre en équilibre avec le drain de surface. Lorsque l'équilibre dynamique est établi, la vitesse de drainage diminue et peut même s'annuler. Dès que la circulation vers l'aval est arrêtée, les teneurs en éléments très mobiles augmentent rapidement et tendent vers une valeur limite qui correspond à l'équilibre entre les eaux et les minéraux.

Dans leurs grandes lignes, les variations chimiques se reproduisent d'une année sur l'autre, mais les valeurs absolues de concentration de chaque élément peuvent être différentes d'un cycle hydrologique au suivant.

### RELATIONS ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX ET LES ALTÉRATIONS

#### Principe de l'étude

Les ions libérés par hydrolyse des cristaux lors de l'altération se retrouvent dans les eaux qui circulent dans les profils. Les concentrations observées sont en relation avec le milieu minéralogique qui définit la composition chimique globale des eaux souterraines. Les interactions entre solides et solutions tendent vers un équilibre thermodynamique qui permet de prévoir le sens de l'évolution minéralogique.

#### Généralités

Le domaine de stabilité des minéraux est défini à partir des équilibres de phases et les solutions étudiées peuvent se reporter sur ces mêmes diagrammes rectangulaires définis par la concentration en silice, le pH et la concentration d'un cation métallique

tel que  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{++}$  ou  $Mg^{++}$ , les unités sur les axes étant reportées en fonction de  $\log [H_4SiO_4]$  et  $\log \frac{[Na^+]}{[H^+]}$  ou  $\log \frac{[Ca^{++}]}{[H^+]^2}$ , etc.

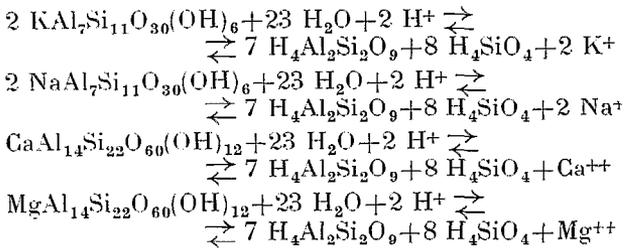
Les points figuratifs des échantillons sont assez regroupés, quel que soit le type de représentation adopté, et généralement ils se concentrent dans le domaine de stabilité de la kaolinite avec pour certaines valeurs un rapprochement plus ou moins marqué, voire un équilibre avec les montmorillonites; les domaines de stabilité de ces minéraux étant définis à partir des équilibres de phases.

Dans l'altération des silicates, deux phases sont en présence :

— une phase aqueuse avec  $H_2O$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $H_4SiO_4$ ,  $H^+$ ,  $H_2CO_3$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{--}$ , etc.

— une phase solide comprenant les minéraux primaires et secondaires.

Sur le diagramme, l'espace réservé à la kaolinite ou aux montmorillonites est limité par des droites d'équilibre calculées à partir des réactions d'équilibre entre la kaolinite et différentes montmorillonites :



La variation de l'énergie libre de réaction est égale à la somme des énergies libres de formation des produits résultants, moins la somme des énergies libres de formation des réactifs.

Les énergies libres de formation suivantes ont été utilisées dans nos calculs :

$KAl_7Si_{11}O_{30}(OH)_6$	$\Delta G_f^0 = -3\,838,8$ Kcal/mole (1)
$NaAl_7Si_{11}O_{30}(OH)_6$	$\Delta G_f^0 = -3\,833,28$ Kcal/mole (1)
$CaAl_{14}Si_{22}O_{60}(OH)_{12}$	$\Delta G_f^0 = -7\,675,44$ Kcal/mole (1)
$MgAl_{14}Si_{22}O_{60}(OH)_{12}$	$\Delta G_f^0 = -7\,652,04$ Kcal/mole (1)
$H_2O$	$\Delta G_f^0 = -56,688$ Kcal/mole (3)
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	$\Delta G_f^0 = -902,868$ Kcal/mole (3)
$H_4SiO_4$	$\Delta G_f^0 = -312,56$ Kcal/mole (2)
$K^+$	$\Delta G_f^0 = -67,700$ Kcal/mole (3)
$Na^+$	$\Delta G_f^0 = -62,539$ Kcal/mole (3)
$Ca^{++}$	$\Delta G_f^0 = -133,180$ Kcal/mole (3)
$Mg^{++}$	$\Delta G_f^0 = -108,900$ Kcal/mole (3)

L'énergie libre de formation de  $H^+$  étant nulle.

A partir de ces valeurs, il est possible de calculer les variations de l'énergie libre de réaction pour les équilibres entre la kaolinite et les différentes montmorillonites.

montmorillonite (K) $\rightleftharpoons$ kaolinite	$\Delta G_r^0 = +25,468$ Kcal/mole
montmorillonite (Na) $\rightleftharpoons$ kaolinite	$\Delta G_r^0 = +24,750$ Kcal/mole
montmorillonite (Ca) $\rightleftharpoons$ kaolinite	$\Delta G_r^0 = +26,528$ Kcal/mole
montmorillonite (Mg) $\rightleftharpoons$ kaolinite	$\Delta G_r^0 = +26,408$ Kcal/mole

Par ailleurs, nous avons :  $\Delta G_r^0 = -RT \ln K$  avec :

$R$  = constante des gaz parfaits = 1,98726 cal/deg. mole

$T$  = température absolue = 298,15 °K à 25 °C

$K$  = constante d'équilibre de la réaction.

On tire  $\ln K = \frac{-\Delta G_r^0}{RT}$ , ce qui conduit à

$$\log K = \frac{-\Delta G_r^0}{1,36424}$$

Nous obtenons ainsi pour les équations d'équilibre citées plus haut :

montmorillonite (K)/kaolinite	$\log K_K = -18,66821$
montmorillonite (Na)/kaolinite	$\log K_{Na} = -18,14191$
montmorillonite (Ca)/kaolinite	$\log K_{Ca} = -19,44520$
montmorillonite (Mg)/kaolinite	$\log K_{Mg} = -19,35724$

Après simplification, on peut écrire :

$$4 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{[K^+]}{[H^+]} = -9,33411$$

$$4 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{[Na^+]}{[H^+]} = -9,07096$$

$$8 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{[Ca^{++}]}{[H^+]^2} = -19,44520$$

$$8 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} = -19,35724$$

Ces équations de la forme  $Ax + By + C = 0$ , définissent les droites correspondant aux équilibres entre les montmorillonites et la kaolinite.

La représentation graphique des valeurs sur un diagramme de stabilité montre que les échantillons

(1) HELGELSON, 1969.

(2) FRITZ, 1975.

(3) ROBIE & WALDBAUM, 1968.

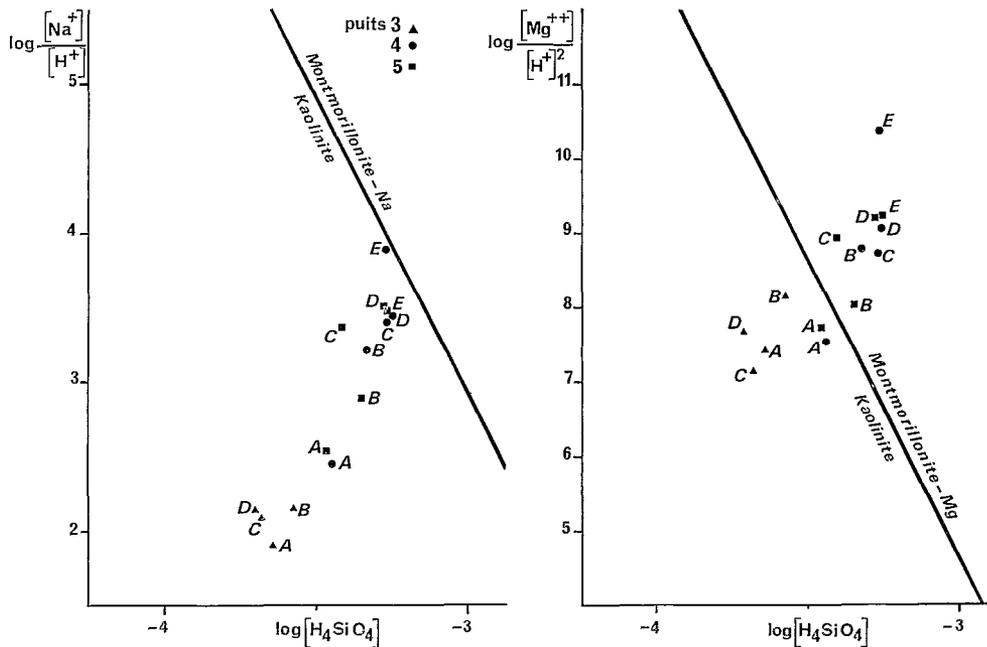


Fig. 12. — Représentation sur diagrammes d'équilibre des eaux prises dans les puits 3, 4, 5. A : très hautes eaux (16 juillet 1975). B : moyennes eaux (13 août 1975). C : basses eaux (12 novembre 1975). D : étiage (16 décembre 1975). E : sécheresse (11 février 1976).

prélevés en un même lieu à des dates différentes ne se placent pas au même endroit, bien au contraire ils sont disséminés sur le plan (fig. 12). Ces points peuvent se regrouper dans le domaine d'équilibre d'un type minéralogique mais leur position dans cet espace n'est pas fixe. La variabilité de la position des points montre que l'assimilation de la solution à une espèce minéralogique est insuffisante et qu'il est nécessaire de caractériser l'évolution des points dans l'espace.

#### Calcul de déséquilibre

C'est dans ce but que la droite d'équilibre Kaolinite-Montmorillonite, la plus proche du domaine couvert par les points a été prise comme référence, et que la distance entre chaque point et cette droite a été calculée. La distance **D** d'un point P de coordonnées  $x_0$  et  $y_0$ , à une droite d'équation  $Ax+By+C=0$  est donnée par l'expression :

$$D = \frac{|Ax_0 + By_0 + C|}{\sqrt{A^2 + B^2}}$$

La mesure de cette distance est intéressante par le fait qu'elle chiffre un écart entre la droite d'équilibre et la position du point, mais l'information est incomplète puisque deux distances peuvent être identiques pour deux points situés de part et d'autre

de cette droite, donc dans des domaines définis par des espèces minéralogiques différentes. Par élimination du caractère limitant donné par la valeur arithmétique, on arrive à la mesure algébrique du point à la droite donnée par :

$$D = \frac{Ax_0 + By_0 + C}{\sqrt{A^2 + B^2}}$$

qui définit la valeur du déséquilibre par rapport à la droite; cette valeur étant affectée d'un signe, elle est positive pour le domaine d'équilibre avec la montmorillonite et négative pour le domaine de la kaolinite.

Le déséquilibre **D** (LENOIR, 1972) par rapport à l'équilibre kaolinite/montmorillonite-Ca est donné par :

$$D K/M_{ca} = (\log [Ca^{++}] + 8 \log [H_4SiO_4] + 2 \text{ pH} + 19,4452) / \sqrt{65}.$$

Cette mesure est homologue, aux valeurs des constantes près, à l'indice que propose PACES (1972) pour les mêmes minéraux et à 25° :

$$I K/M_{ca} = (\log [Ca^{++}] + 8 \log [H_4SiO_4] + 2 \text{ pH} + 16,31425) / 6.$$

A partir du déséquilibre par rapport à la droite kaolinite/montmorillonite, on peut déduire la tendance plus ou moins marquée de l'évolution vers un type minéralogique en fonction du temps ou de

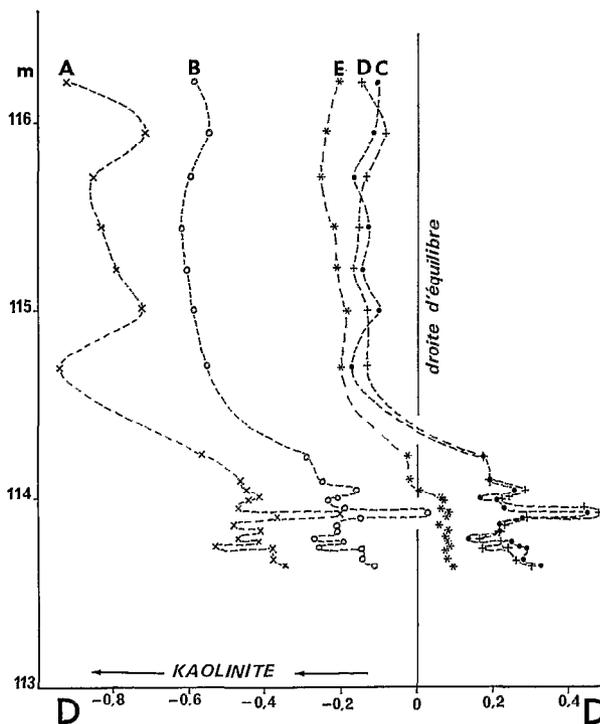


Fig. 13. — Parallélisme des déséquilibres  $D$  au cours de la descente de la nappe au puits 4. A pour  $[K^+]$ . B pour  $[Na^+]$ . C pour  $[Ca^{++}]$ . D pour  $[Mg^{++}]$ . E pour  $\Sigma [M]$ .

l'évolution de la piézométrie, donc de la position de la nappe dans la tranche d'altération.

Ce calcul aboutit à définir la possibilité d'équilibre entre l'eau et un minéral en intégrant sur un seul résultat les valeurs de trois composants : silice, pH et un cation ; mais la question qui se pose est de savoir si l'évolution est identique pour un calcul conduit avec des cations différents.

#### *Parallélisme entre les équilibres calculés avec différents cations*

Dans l'exemple que nous avons choisi, les échantillons proviennent du puits 4, le long de la pente et nous reportons sur un diagramme rectangulaire les points correspondant au déséquilibre  $D$  calculé à partir des différents cations métalliques, en fonction de la position de la nappe au cours de la descente depuis la pointe de crue (fig. 13). Lorsque la nappe est haute dans le profil, quel que soit le cation métallique considéré, la solution est en équilibre avec la kaolinite et cette tendance est davantage marquée pour le potassium et le sodium. Au fur et à mesure que la nappe baisse, la solution évolue vers l'équilibre kaolinite/montmorillonite, obtenu pour la valeur 0. Le passage dans le domaine de

la montmorillonite est réalisé assez rapidement pour le calcium et le magnésium, vers la cote 114,3 mètres, mais pour le sodium, à l'exception d'un échantillon, les eaux restent en équilibre avec la kaolinite comme dans le cas du potassium. Il n'en demeure pas moins que l'évolution d'ensemble du paramètre de déséquilibre est quasiment la même dans un cas comme dans l'autre à part quelques petites différences de détails, mais celles-ci amènent des divergences au niveau de l'interprétation.

Si généralement, les valeurs de concentrations des différentes bases augmentent ou diminuent simultanément, avec des variations de même sens du déséquilibre  $D$  (la silice et le pH étant équivalents dans le traitement d'un échantillon), il arrive aussi parfois que les variations de deux cations s'effectuent momentanément en sens inverse. Par exemple, si la tendance générale de la composition chimique au cours de son évolution se fait vers un rapprochement de l'équilibre kaolinite/montmorillonite, il peut arriver que pendant certains épisodes, on conserve cette évolution par rapport à l'équilibre kaolinite/montmorillonite-Ca et que, par contre, on assiste à un éloignement de l'équilibre kaolinite/montmorillonite-Na. Ces divergences de comportement dans une direction évolutive des eaux sont difficiles à interpréter car elles ne sont dues qu'à une corrélation inverse entre les éléments. Ces discordances sont fréquemment provoquées par la grande variabilité des teneurs dosées, et cette variabilité résulte davantage des difficultés analytiques sur des concentrations très diluées que des changements occasionnés par les conditions de milieu.

Toutes ces oscillations peu significatives doivent être amorties et c'est la raison pour laquelle nous proposons d'étudier la variation du déséquilibre  $D$ , non plus en fonction d'un seul cation mais en intégrant la somme des concentrations moléculaires des différents cations dosés  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{++}$  et  $Mg^{++}$ ; l'intégration de ces quatre valeurs pouvant donner une image plus stable des phénomènes.

#### *Proposition pour un équilibre kaolinite/smeclites*

##### *Les raisons*

Pour le calcul du déséquilibre par rapport à chacune des droites kaolinite/montmorillonite, les valeurs utilisées pour la silice et le pH sont les mêmes dans chaque échantillon ; c'est seulement sur les concentrations en  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{++}$  et  $Mg^{++}$  que les différences interviennent. Dans le cadre de cette étude, les eaux présentent toujours des teneurs très faibles et les cations les plus abondants se situent autour de quelques mg/l, bien souvent les valeurs descendent en dessous du mg/l.

L'étude à partir des diagrammes de stabilité peut se concevoir dans le but de connaître les conditions d'équilibre de tel ou tel type de minéral avec la solution; mais il est possible d'entrevoir le problème sous un aspect différent qui consiste à définir l'évolution de la composition chimique de la solution dans un domaine minéralogique déterminé.

Quelle que soit la voie choisie, la concentration en silice utilisée est celle qui est dosée dans les eaux, et elle ne provient généralement pas des minéraux contenant un seul type de cation. Bien au contraire, c'est tout un ensemble de minéraux, aussi bien primaires que d'altération, qui vont libérer cette silice en solution. La concentration en silice utilisée dans les diagrammes est en réalité la somme des concentrations en silice d'origines différentes et qui auront été libérées avec des ions  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{++}$  ou  $Mg^{++}$ . Cette somme des concentrations en silice d'origines différentes est à mettre en parallèle avec la somme des concentrations moléculaires des métaux. C'est d'ailleurs dans cet ordre d'idée que certains auteurs ont établi des rapports faisant intervenir la concentration en silice et la somme des concentrations en oxydes métalliques (PEDRO, 1966; TARDY, 1969), pour définir les grandes directions de l'évolution pédologique.

D'autre part, le pH utilisé dans ces diagrammes provient d'une mesure dans la solution et, bien que dépendant de la pression partielle en gaz carbonique, il est également lié à la concentration en bicarbonate. Puisque cette étude est faite en milieu silicaté, le bicarbonate assure pratiquement à lui seul la presque totalité de la charge anionique et sa concentration est en correspondance avec la somme des concentrations moléculaires métalliques.

#### Formule de l'équilibre

Il s'agit d'établir à partir des différentes équations d'équilibre entre la kaolinite et chacun des types de montmorillonite, une équation unique faisant intervenir la somme des concentrations moléculaires métalliques et donnant la même idée de cet équilibre kaolinite/montmorillonite. Les équations d'équilibre, propres à chacun des équilibres kaolinite/montmorillonite, peuvent s'écrire sous la forme :

$$\begin{aligned} \frac{[K^+]}{[H^+]} &= \frac{K_K}{[H_4SiO_4]^4} & \frac{[Na^+]}{[H^+]} &= \frac{K_{Na}}{[H_4SiO_4]^4} \\ \frac{[Ca^{++}]}{[H^+]^2} &= \frac{K_{Ca}}{[H_4SiO_4]^8} & \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} &= \frac{K_{Mg}}{[H_4SiO_4]^8} \end{aligned}$$

Ces formules montrent les divergences entre les métaux monovalents et bivalents, mais il est possible de mettre ces égalités sous une forme homogène en faisant :

$$\frac{[Ca^{++}]}{[H^+]} = \frac{K_{Ca} \times [H^+]}{[H_4SiO_4]^8} \quad \text{et} \quad \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]} = \frac{K_{Mg} \times [H^+]}{[H_4SiO_4]^8}$$

Si on pose :

$$\Sigma [M] = [K^+] + [Na^+] + [Ca^{++}] + [Mg^{++}]$$

On peut écrire :

$$\frac{\Sigma [M]}{[H^+]} \times [H_4SiO_4]^4 = K_K + K_{Na} + \frac{[H^+] \times (K_{Ca} + K_{Mg})}{[H_4SiO_4]^4}$$

D'où on tire :

$$4 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{\Sigma [M]}{[H^+]} = \log \left\{ K_K + K_{Na} + \frac{[H^+]}{[H_4SiO_4]^4} (K_{Ca} + K_{Mg}) \right\}$$

qui est de la forme

$$4 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{\Sigma [M]}{[H^+]} = \log K$$

dans laquelle

$$K = K_K + K_{Na} + \frac{[H^+]}{[H_4SiO_4]^4} \times (K_{Ca} + K_{Mg})$$

Si on reporte les valeurs de  $K_K$ ,  $K_{Na}$ ,  $K_{Ca}$  et  $K_{Mg}$  on obtient l'équation de l'équilibre

$$4 \log [H_4SiO_4] + \log \frac{\Sigma [M]}{[H^+]} = \log \left( 1,3126 \times 10^{-9} + \frac{[H^+] \times 7,9805 \times 10^{-20}}{[H_4SiO_4]^4} \right)$$

L'équation d'équilibre obtenue est tirée des équilibres entre la kaolinite et les différentes montmorillonites, mais il n'est plus possible de conserver ce dernier terme ici, puisque nous avons intégré toute une famille de minéraux. Cette appellation étant abandonnée, il est nécessaire de trouver une autre dénomination et comme l'équation d'équilibre fait appel à la kaolinite et à des minéraux du type smectites, nous parlerons d'un équilibre Kaolinite/Smectites, ou bien dans un autre langage, d'un équilibre entre minéraux 1-1/2-1.

La forme de l'écriture de l'équation permet la représentation graphique sur un diagramme, avec

$\log [H_4SiO_4]$  en abscisse et  $\log \frac{\Sigma [M]}{[H^+]}$  en ordonnée.

Ce diagramme est du même type que celui qui est utilisé pour les équilibres étudiés avec le sodium ou le potassium par exemple. La différence réside dans la courbe représentative de l'équilibre qui dans le cas présent est variable suivant la concentration en silice et le pH (fig. 14).

#### Calcul de la constante d'équilibre

Dans le cas d'un équilibre Kaolinite/Montmorillonite, la constante d'équilibre est fixe mais ce n'est plus le cas lorsqu'on passe par la somme des concentrations moléculaires des métaux pour aboutir à l'équilibre Kaolinite/Smectites. Dans ces conditions, la constante

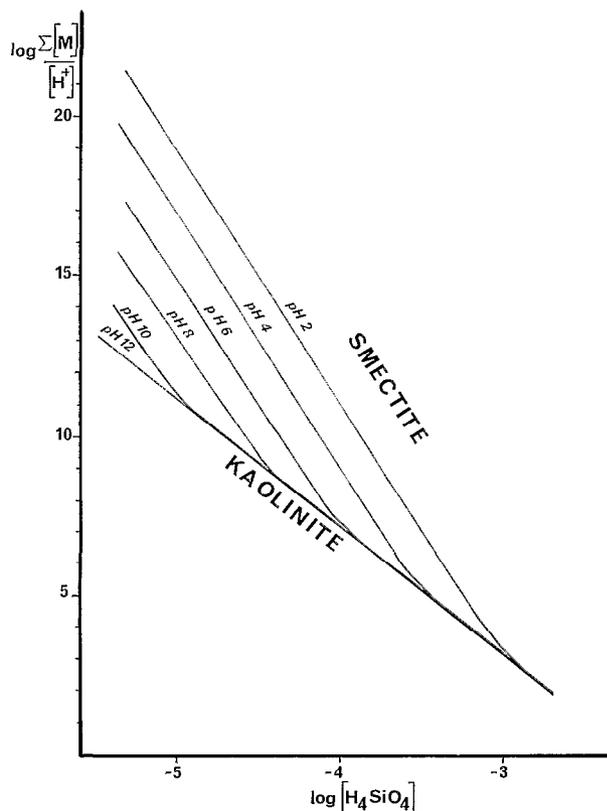


Fig. 14. — Variation de l'équilibre Kaolinite/Smectite pour différentes valeurs de pH.

$$K = K_K + K_{Na} + \frac{[H^+]}{[H_4SiO_4]^4} (K_{Ca} + K_{Mg})$$

dépend des constantes propres aux équilibres de chacun des cations, mais également du pH et de la concentration en silice de chaque échantillon. D'après les valeurs de silice dosée et du pH de la solution, la valeur de la constante d'équilibre est déduite et la formule prend alors la forme simple d'une équation  $4x + y + c = 0$  dans laquelle  $x$  est égal à  $\log [H_4SiO_4]$ ,  $y$  à  $\log \frac{\Sigma [M]}{[H^+]}$  et  $c$  à  $-\log K$ .

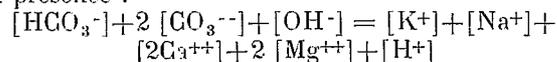
Ainsi, pour chaque échantillon, selon le pH et la concentration en silice, la courbe d'équilibre Kaolinite/Smectite est une droite et le calcul du déséquilibre par rapport à cette droite s'opère comme dans les cas précédents.

#### Remarques sur l'acidité du milieu

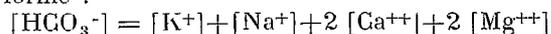
Le pH est une des variables les plus caractéristiques parmi celles utilisées dans les diagrammes de stabilité des minéraux en équilibre avec des substances

dissoutes. Dans les eaux qui circulent dans les altérations, certains anions comme le chlorure ou le sulfate sont présents mais leur teneur est toujours très faible, et ils peuvent être considérés plutôt comme des impuretés amenées dans le cycle de l'eau par les précipitations.

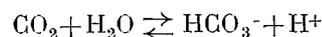
Les eaux drainant des roches silicatées vont donc présenter des anions qui proviennent pour l'essentiel des équilibres auxquels participe le gaz carbonique. Dans ce cas il est nécessaire d'écrire l'équation globale d'électroneutralité pour définir les espèces en présence :



Il serait avantageux de pouvoir négliger certaines concentrations devant d'autres dans l'équation d'électroneutralité. D'après l'étude de BOURRIE (1976), on peut admettre qu'à l'intérieur du domaine de pH compris entre 6,7 et 8,1,  $[HCO_3^-]$  est au moins 100 fois plus important que  $2 [CO_3^{--}]$ ,  $[OH^-]$  et  $[H^+]$ . Dans la gamme de pH 6,7/8,1 l'anion bicarbonate domine, et avec une approximation au 1/100 il est possible d'écrire l'équation d'électroneutralité sous la forme :



L'anion bicarbonate trouvé en solution vient de la réaction



qui a pour constante d'équilibre

$$\log K = \log [HCO_3^-] + \log [H^+] - \log p_{CO_2} = -7,83$$

d'où :  $-\log [H^+] = \log [HCO_3^-] + 7,83 - \log p_{CO_2}$ .

Ainsi on arrive à un pH calculé à partir de la concentration en bicarbonate et de la pression partielle en gaz carbonique. Dans le cadre de nos mesures,  $\log p_{CO_2}$  a été calculé à partir de  $[HCO_3^-]$  et du pH mesuré. La valeur de  $\log p_{CO_2}$  n'est pas fixe et change suivant la position de la surface piézométrique à l'intérieur du profil pédologique. Lorsque les horizons supérieurs des sols sont baignés par la nappe en très hautes eaux,  $\log p_{CO_2}$  est voisin de  $-2$  mais cette valeur évolue avec la descente de la nappe pour osciller autour de  $-3$  à l'étiage, quand l'aquifère occupe seulement la partie inférieure des altérations. A la base des profils, la valeur de  $\log p_{CO_2}$  doit se rapprocher de  $-3,5$  (valeur de logarithme de la pression partielle de  $CO_2$  dans l'atmosphère terrestre) et dans ce cas seuls les équilibres chimiques entre l'eau et l'atmosphère entrent en jeu. En remontant à la verticale, les activités biologiques modifient  $\log p_{CO_2}$  et la pression partielle en gaz carbonique augmente d'un facteur 10 entre la tranche occupée à l'étiage et celle atteinte en très hautes eaux.

La variabilité de  $\log p_{CO_2}$  est un handicap pour définir le pH calculé, mais une valeur fixe peut lui

être attribuée (GAC *et al.*, 1977). Si pour uniformiser les résultats, on choisit *a priori*  $\log p_{\text{CO}_2} = -3,5$  (l'atmosphère terrestre servant de référence) on tire

$$\text{pH} = \log [\text{HCO}_3^-] + 7,83 + 3,5$$

soit

$$\text{pH} = \log [\text{HCO}_3^-] + 11,33$$

ou

$$\text{pH} = \log ([\text{K}^+] + [\text{Na}^+] + 2 [\text{Ca}^{++}] + 2 [\text{Mg}^{++}]) + 11,33$$

Dans les eaux analysées pour cette étude, le pH *calculé* suivant la méthode évoquée est compris le plus souvent entre 7,6 et 8,1. Il est donc possible de considérer que toute la charge anionique, due au carbone dissous, est assurée par l'ion bicarbonate avec une approximation au 1/100 puisque les valeurs de pH *calculé* sont incluses dans l'intervalle de pH 6,7/8,1 définissant les conditions nécessaires.

#### Les résultats

La méthode proposée permet de synthétiser l'évolution chimique des eaux en prenant en référence la courbe d'équilibre qui sépare les domaines de stabilité d'espèces minéralogiques différentes.

#### Organisation du calcul

L'équation de la courbe d'équilibre limitant les domaines de stabilité Kaolinite/Smectites se présente sous la forme

$$4 \log [\text{H}_4\text{SiO}_4] + \log \frac{\sum [\text{M}]}{[\text{H}^+]} - \log (1,3126 \times 10^{-9} + \frac{[\text{H}^+] \times 7,9805 \times 10^{-20}}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]^4}) = 0$$

Dans la suite des opérations, la première étape consiste à évaluer les différentes concentrations molaires en silice et métaux,  $[\text{K}^+]$ ,  $[\text{Na}^+]$ ,  $[\text{Ca}^{++}]$ ,  $[\text{Mg}^{++}]$  dont la somme fournit  $\sum [\text{M}]$ . Le calcul se poursuit par la détermination de  $[\text{H}^+]$  tiré du pH calculé selon la formule

$$\text{pH} = - \log ([\text{K}^+] + [\text{Na}^+] + 2 [\text{Ca}^{++}] + 2 [\text{Mg}^{++}]) + 11,33$$

en tenant compte du domaine limité d'application. La valeur de  $[\text{H}^+]$  est ensuite utilisée pour obtenir

$$\log \frac{\sum [\text{M}]}{[\text{H}^+]}$$

et la constante d'équilibre **K** propre à chaque échantillon, puisque cette dernière varie en fonction de  $[\text{H}_4\text{SiO}_4]$  et  $[\text{H}^+]$ .

Sous la forme énoncée, l'équation d'équilibre kaolinite/smectite est de la forme  $4x + y + c = 0$  et elle est représentée par une droite suivant les concentrations trouvées dans l'échantillon. La quantification du déséquilibre de l'échantillon par rapport à cet équilibre est calculée par

$$\mathbf{D} = \frac{4x_0 + y_0 + c_0}{\sqrt{17}}$$

La valeur absolue du déséquilibre **D** est fonction de l'éloignement de l'échantillon par rapport à l'équilibre kaolinite/smectite; elle est négative pour un équilibre avec la kaolinite, nulle à l'équilibre et positive dans le domaine smectite.

#### Variabilité du déséquilibre

*Comparaison avec les déséquilibres Kaolinite/Montmorillonite.* — Les valeurs du déséquilibre Kaolinite/Montmorillonite calculées précédemment en fonction des différentes constantes propres à chacun des quatre cations peuvent être comparées au déséquilibre **D** des mêmes solutions, calculé cette fois en fonction de l'équilibre Kaolinite/Smectite (fig. 13). L'évolution d'ensemble reste comparable à celles des déséquilibres Kaolinite/Montmorillonite et elle part d'un pôle kaolinique en très hautes eaux, vers un rapprochement puis passage dans la zone Smectite lorsque le niveau baisse dans les puits. Le franchissement de la limite entre les deux domaines d'équilibre s'effectue à une certaine cote qui peut être lue sur l'axe des ordonnées; par la suite, la surface piézométrique continuant à baisser, l'eau reste en équilibre avec le domaine smectite en maintenant une valeur assez stable de **D**.

La variation totale du déséquilibre **D** est suffisamment significative et toutes les oscillations parasites provoquées par les aléas des mesures de tel élément ou du pH disparaissent. L'évolution semble ainsi beaucoup plus en accord avec des phénomènes naturels en nous montrant qu'en période de forte alimentation de la nappe, lorsque la possibilité de drainage et d'évacuation vers le réseau de surface sont importants, la composition chimique des eaux se maintient dans le domaine de stabilité de la Kaolinite. Quand la tranche des eaux souterraines descend dans le profil, le drainage diminue et l'eau a tendance à se mettre en équilibre avec des minéraux argileux au rapport  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  plus élevé que celui de la kaolinite. En saison sèche, quand la nappe tend vers le tarissement, l'équilibre chimique se déplace et progresse vers les minéraux de type Smectite. Si localement les conditions minéralogiques restent semblables dans la partie altérée, la valeur du déséquilibre apparaît comme assez stable.

*Évolution du déséquilibre Kaolinite/Smectite.* — La nappe se déplace dans la zone de battement au cours des saisons successives, et tout comme elle doit se mettre en équilibre piézométrique avec les paramètres de charge, elle doit réajuster sa composition chimique en fonction des caractéristiques du milieu. Chaque

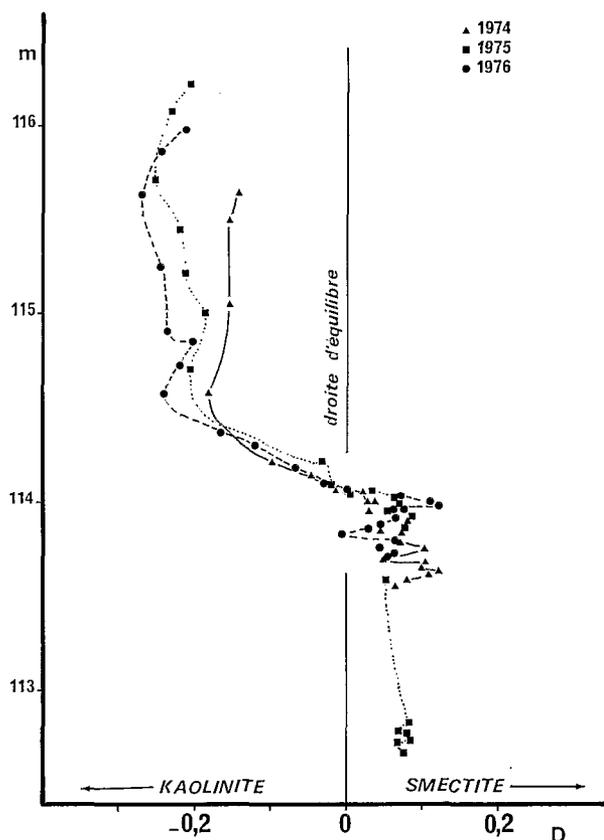


Fig. 15. — Variation du déséquilibre  $D$  en fonction de la piézométrie (puits 4).

année, lorsque la nappe repasse à peu près par les mêmes cotes, la composition chimique doit se rééquilibrer avec les altérations. Si on essaie de reconstituer cette dépendance entre la piézométrie et la teneur des éléments chimiques pris séparément, la corrélation est très mauvaise et il n'apparaît pas de liaison bien affirmée entre ces paramètres.

Le calcul du déséquilibre kaolinite/smectite permet d'intégrer l'ensemble des concentrations des éléments majeurs et par le regroupement de ces valeurs on peut montrer qu'il existe une relation entre la position de la nappe et sa composition chimique. L'exemple donné au puits 4 (fig. 15), montre que les eaux de la nappe sont en équilibre très stable avec la kaolinite pour des conditions de très hautes eaux. Jusqu'aux alentours de la cote 114,4 mètres, les points du déséquilibre sont assez disséminés mais leur évolution annuelle se suit assez bien. Dans ce cas, les eaux sont très hautes et comme elles restent très peu de temps à cette cote, elles ne se rééquilibrent pas complètement avec les formations qui se trouvent dans la partie supérieure du profil.

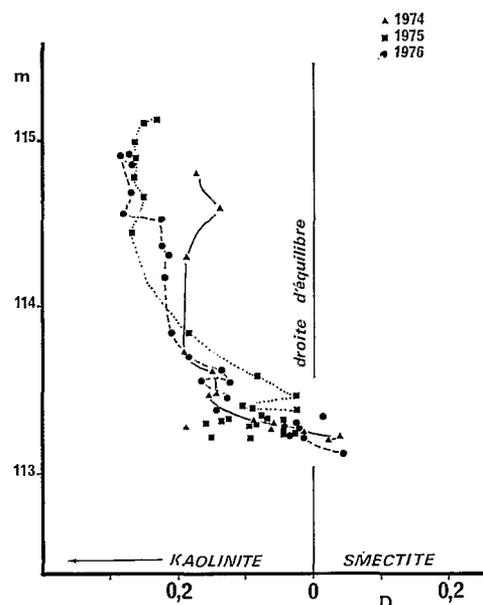


Fig. 16. — Variation du déséquilibre  $D$  en fonction de la piézométrie (puits 5).

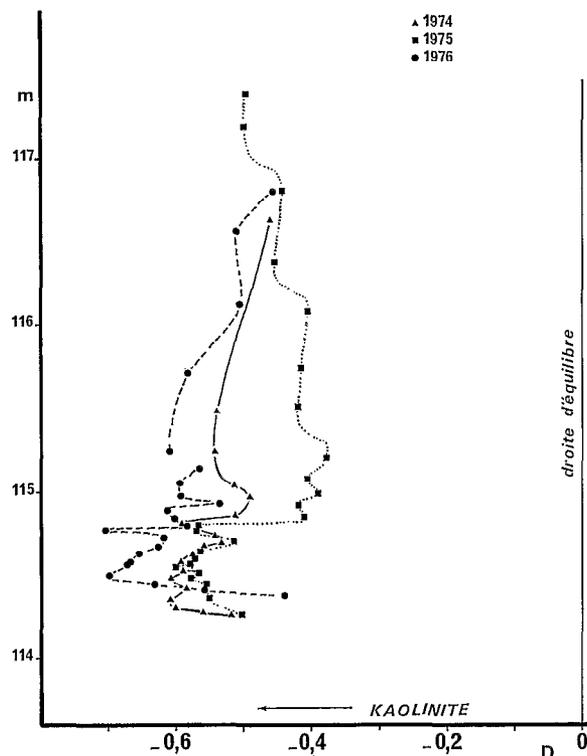


Fig. 17. — Variation du déséquilibre  $D$  en fonction de la piézométrie (puits 3).

En dessous de cette cote maximale, les conditions dynamiques sont beaucoup mieux stabilisées et l'eau a le temps de s'imprégner des caractéristiques locales, ce qui se traduit d'année en année par une reproductibilité fidèle du déséquilibre **D**. Le passage par l'équilibre kaolinite/smectite se retrouve sur les trois années d'observation à une cote identique comprise entre 114,05 et 114,08 m. Plus bas, lorsque le puits tend vers le tarissement, le déséquilibre **D** signifie que la composition chimique correspond à un équilibre avec des minéraux de type smectite et malgré les variations des concentrations des éléments, le paramètre **D** reste stable par compensation entre les teneurs des différents composants chimiques.

Dans le puits 5, situé plus à l'aval sur la toposéquence (fig. 16), les eaux sont en équilibre stable avec la kaolinite quand la nappe est en crue. Avec l'abaissement de l'aquifère, la tendance kaolinique diminue franchement et l'équilibre kaolinite/smectite devrait se placer à une cote voisine de 113,2 m. Il faut cependant remarquer que le paramètre **D** est très changeant lorsque la surface piézométrique tend vers le tarissement; ce phénomène est unique-

ment provoqué par les pluies de fin de saison qui viennent diluer l'eau de la nappe et modifier momentanément l'équilibre chimique eau/altération.

Plus haut dans la toposéquence, en bordure de plateau, les valeurs du déséquilibre **D** sont très élevées. Ceci est surtout remarquable dans le puits 3 (fig. 17) qui se trouve le plus près de la rupture de pente et c'est dans cette situation que le drainage doit être le plus facile. A l'inverse des puits creusés sur la pente (puits 4 et 5), ce n'est pas lorsque la nappe est au plus haut que la tendance kaolinique est la plus marquée. La valeur de **D** est très forte que ce soit en 3 ou en 2 (fig. 18) mais elle augmente encore brutalement dans ces deux sites aux environs d'une cote inférieure à 114,8 m. Ce phénomène se retrouve nettement dans les deux trous et il se poursuit pendant la descente de la surface piézométrique sur environ 0,3 m. Cette tranche beaucoup plus kaolinisée doit se rapporter à l'horizon dans lequel la circulation des eaux se fait par *dynamique latérale* à la surface du socle sain, pendant la recharge de la nappe sous le plateau. C'est dans cette tranche peu épaisse que se fait l'essentiel de la circulation dans les deux sens, c'est-à-dire à l'alimentation latérale sous le plateau et pendant la vidange vers le thalweg.

En dessous, la valeur de **D** décroît sensiblement mais ne montre jamais de tendance nette vers les Smectites. Les eaux évoluent dans un milieu qui n'est peut-être plus très ouvert mais qui sert, à chaque période de charge ou de décharge de la nappe de zone de passage privilégiée aux eaux qui circulent sous l'interfluve.

Vers le centre du plateau au puits 1, le comportement du déséquilibre **D** est très différent suivant la hauteur de la remontée de la nappe dans le profil (fig. 19). Cette remontée est fonction du mode de recharge et comme nous l'avons vu, l'alimentation de cette zone s'opère par deux voies, l'une latérale, l'autre verticale. Cette dernière n'apparaît qu'à la condition d'avoir une remontée latérale suffisante pour rejoindre les apports hydriques infiltrés de haut en bas et pouvoir ainsi les cumuler.

Si la nappe remonte très haut dans ce profil comme en 1975, la composition chimique se met en équilibre avec la kaolinite et cet état se prolonge pendant toute la durée de la descente de la nappe. Ce n'est qu'à la base des altérations, lorsque le puits tend vers l'assèchement, que l'équilibre bascule du côté Smectite. En revanche, pour une alimentation verticale réduite, la pointe de crue remonte moins haut dans les profils riches en kaolinite (1974 et 1976). Dans ces conditions, la composition des eaux au puits 1 montre plutôt un équilibre avec les Smectites. Cette disharmonie entre la minéralogie et les eaux est due au fait que celles-ci ont conservé les caractéristiques prises en circulant latéralement à la base

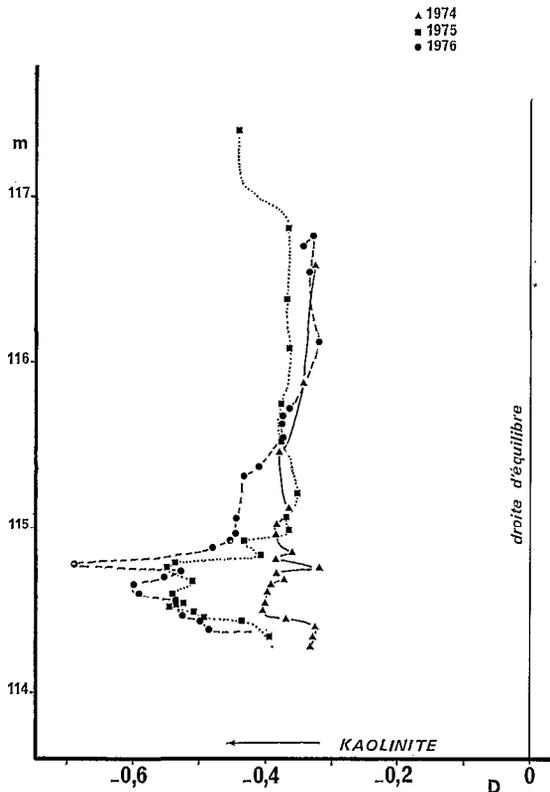


Fig. 18. — Variation du déséquilibre **D** en fonction de la piézométrie (puits 2).

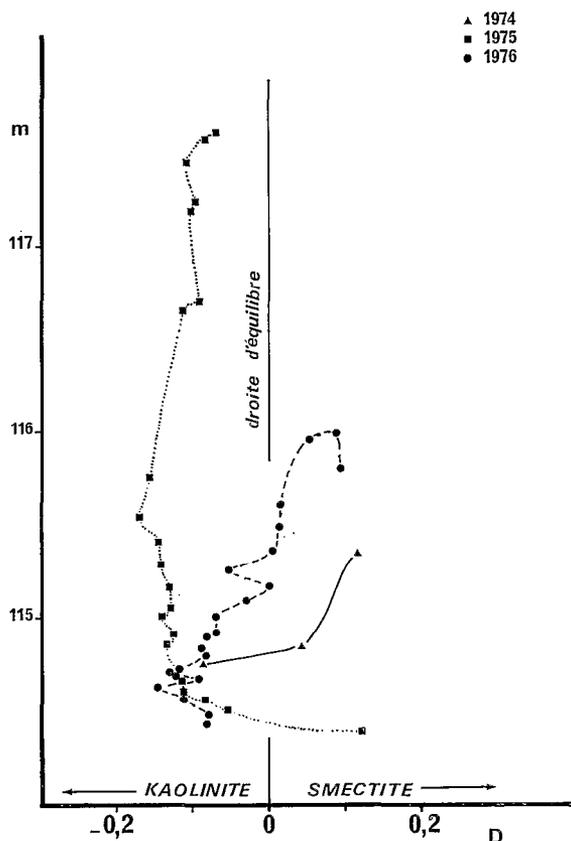


Fig. 19. — Variation du déséquilibre  $D$  en fonction de la piézométrie (puits 1).

des profils d'altération. C'est seulement plus tard, lorsque le réajustement de la nappe a eu le temps de se faire, que l'évolution de la composition chimique se fait progressivement vers la kaolinite avec l'arrivée des eaux de la partie externe du plateau. Ce retard est influencé par la position de la crête piézométrique, entre la bordure et le centre du plateau, et il faut attendre que les pressions s'équilibrent dans l'aquifère pour que se modifie la composition chimique. Il reste néanmoins que l'emplacement du puits 1 est caractérisé par une évolution vers la kaolinite comme l'atteste la convergence des valeurs vers un déséquilibre de l'ordre de  $-0,1$ .

La valeur du déséquilibre propre à chaque puits évolue en fonction du temps, et corrélativement à la piézométrie. Pour fixer un ordre de grandeur de cette valeur  $D$  dans chacun de nos puits, il faut prendre en référence la valeur vers laquelle tend  $D$  en période stable, non troublée par les circulations. L'absence de perturbations facilite la tendance vers un équilibre chimique entre l'eau et les minéraux encaissants.

L'équilibre avec la kaolinite est le plus net en bordure de plateau, avec des valeurs de l'ordre de  $-0,5$  en 3 et  $-0,4$  en 2. Vers le centre du plateau (puits 1), la stabilité vis-à-vis de la kaolinite est moins nette et  $D$  se fixe plutôt aux alentours de  $-0,1$ . Dans les puits 4 et 5 situés le long du versant, la stabilité avec la kaolinite n'est enregistrée qu'en période de bonne alimentation de la nappe; en étiage, la composition se stabilise vers des minéraux de type Smectite présentant un déséquilibre de l'ordre de  $0,1$ .

Le problème est plus complexe qu'on ne pourrait le penser en imaginant un gradient continu du centre de l'interfluve vers le thalweg. Les paramètres locaux définissant le drainage influencent davantage l'évolution minéralogique que le niveau de base général de la toposéquence.

#### *Évolution chimique des eaux dans la toposéquence*

En chaque point de la toposéquence, les tendances évolutives de l'altération sont différentes et nous avons essayé de caractériser cette évolution à partir des changements dans la composition chimique des eaux drainant les altérations. C'est dans ce but que la représentation a été faite sur diagrammes rectangulaires (fig. 20 à 22), en choisissant comme échelle d'ordonnée *l'espace*, c'est-à-dire l'implantation relative des puits le long de la toposéquence, et comme abscisse *l'temps* correspondant à la durée du phénomène représenté.

Sur chaque parallèle à l'axe des abscisses, à partir de la position des sites de prélèvements, les valeurs du déséquilibre  $D$  sont reportées en fonction du temps. En reliant par une courbe les points de déséquilibre identique sur l'ensemble des puits, il est possible de tracer des courbes *d'isodéséquilibre* qui traduisent l'évolution de ce paramètre le long de la toposéquence en fonction du temps.

Le premier exemple donné est celui qui se rapporte à l'année 1975 (fig. 20), où l'alimentation de la nappe a atteint son maximum observé. Pendant la phase de recharge en mai et juin, on peut remarquer le recul vers l'intérieur du plateau de la valeur 0 de  $D$  correspondant à l'équilibre Kaolinite/Smectite. Les premières eaux arrivées au puits 1 ont circulé sur le front d'altération et sont à peu près en équilibre avec les Smectites. Progressivement, la composition chimique en ce lieu évolue vers la phase kaolinite en raison des apports provenant de la crête piézométrique qui recule progressivement vers le centre de l'interfluve. Ces apports qui ont surtout circulé au travers des altérations à kaolinite de la périphérie du plateau sont moins concentrés que les eaux arrivées précédemment par *dynamique latérale*, et ils viennent les diluer.

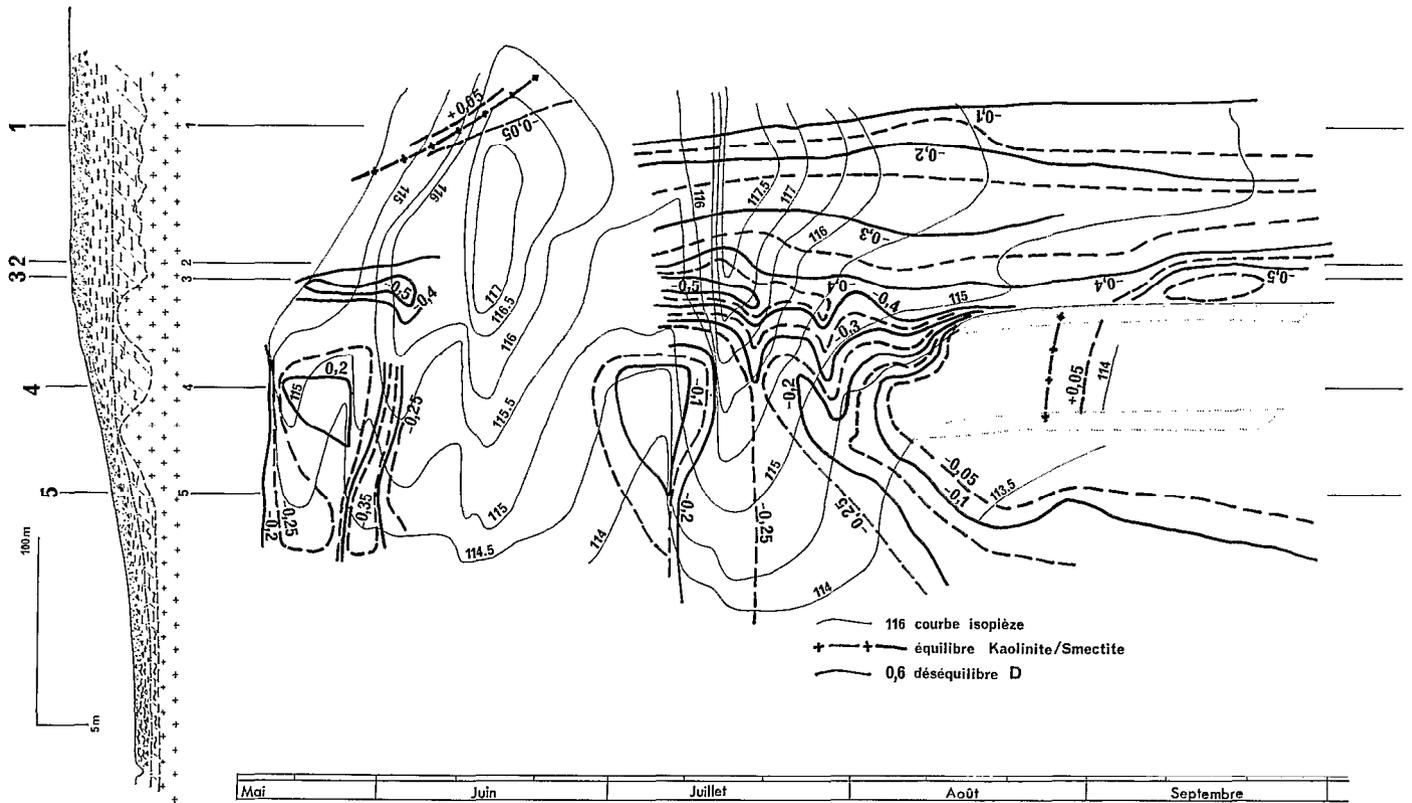


Fig. 20. — Évolution du déséquilibre  $D$  le long de la toposéquence (1975).

Au milieu de juillet, quand la nappe atteint son maximum de remontée, on peut remarquer la stabilité par rapport à la kaolinite des eaux de la bordure du plateau (2 et 3) et leur influence retardée vers l'aval de la séquence. Sur le puits 4, l'effet de l'écoulement des eaux venues du plateau se traduit par un changement de  $D$  qui passe de  $-0,1$  à  $-0,3$ . La durée du passage est brève vers le haut de la pente mais elle se prolonge plus longtemps sur le bas de la pente (puits 5), compte tenu du délai de circulation dans les altérations.

L'écoulement des eaux du plateau vers le thalweg ne s'effectue pas en un seul épisode comme pourrait le laisser penser la piézométrie. L'indice  $D$  peut servir de traceur naturel et suggérer les mouvements de l'eau dans le sous-sol. Il semble que la vidange des eaux du plateau s'effectue sous une forme oscillante avec au moins deux phases que nous avons pu transcrire sur les trois années d'observation (fig. 20 à 22). La *langue* de fort déséquilibre, dont la racine se situe en bordure de plateau, s'avance en direction du thalweg sitôt après le maximum de la remontée de la nappe, se rétracte quelques jours après lorsque la débâcle est passée, puis se développe

une seconde fois avec une influence moindre sur l'aval, une quinzaine de jours après la pointe de crue.

Régulièrement, le maximum de l'écart par rapport à l'équilibre Kaolinite/Smectite se situe à proximité des puits 2 et 3. La localisation de cette valeur maximum n'est pas fixe mais sa zone de déplacement est réduite. A ce maximum de déséquilibre, on peut donner l'appellation de *crête de déséquilibre* qui peut être juxtaposée à la *crête piézométrique* et à la *crête topographique* (fig. 23). La *crête topographique* est fixe et tracée par les points de plus haute altitude séparant deux versants de drainage; dans le cas présent, elle peut être assimilée au centre du plateau. La *crête piézométrique* est matérialisée par le déplacement en fonction du temps, du point culminant de la nappe le long de la toposéquence. Selon les variations piézométriques, elle est mobile et se déplace pendant la phase de réalimentation depuis le versant jusqu'à l'intérieur du plateau. A la décrue de la nappe, elle reste sensiblement à la même place et une fois que la nappe commence à se fractionner, il est difficile de donner une signification à cette *crête piézométrique*. Les plus fortes tendances vers la Kaolinite forment la *crête de déséquilibre* et la

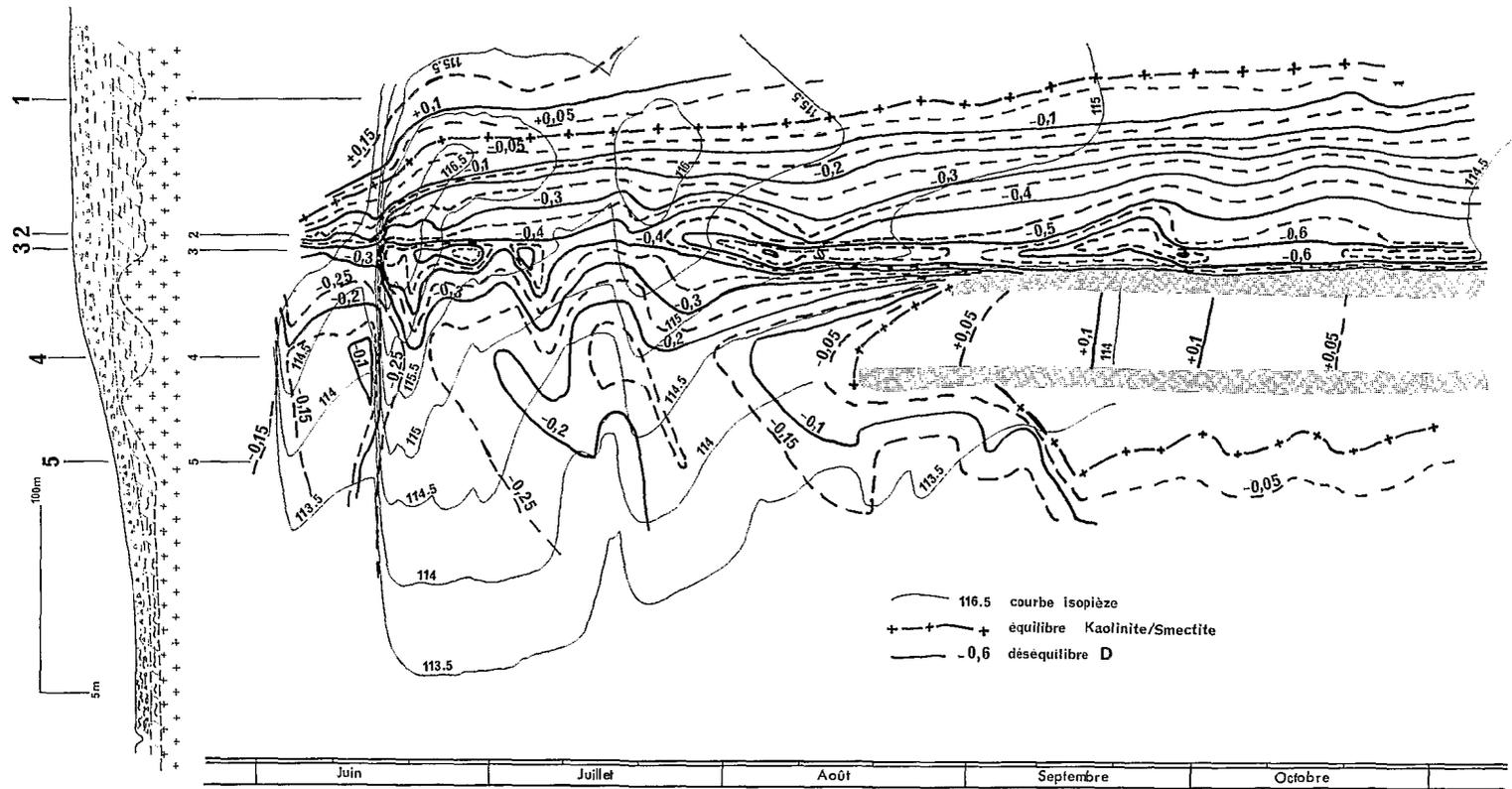


Fig. 21. — Évolution du déséquilibre **D** le long de la toposéquence (1976).

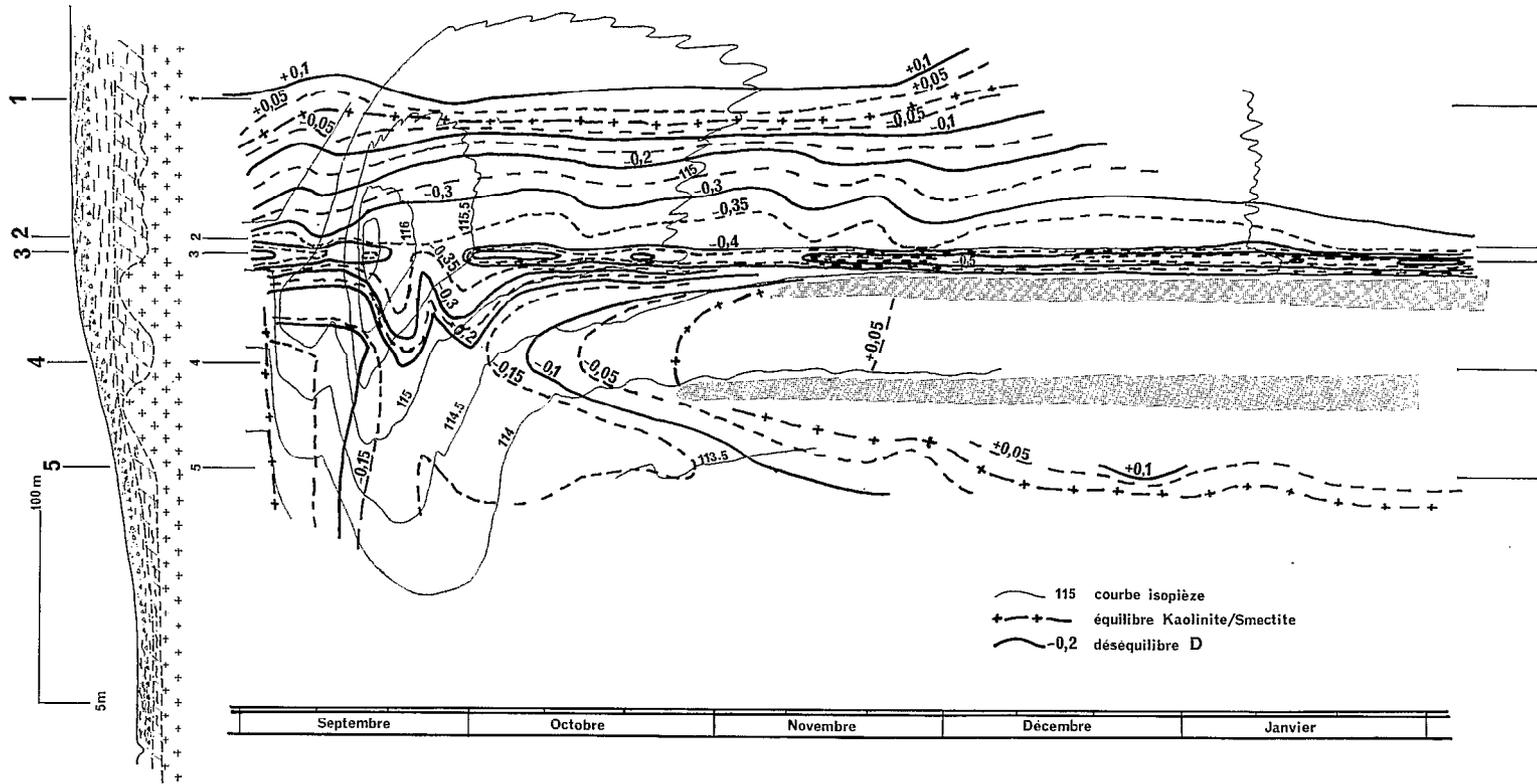


Fig. 22. — Évolution du déséquilibre  $D$  le long de la toposéquence (1974).

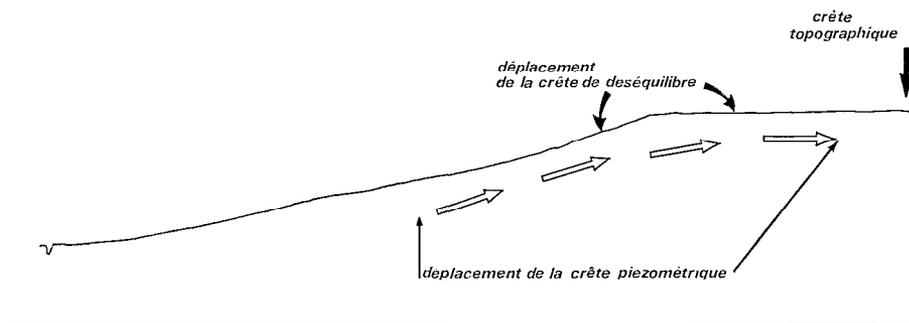


Fig. 23. — Amplitude du déplacement de la crête piézométrique et de la crête de déséquilibre  $D$ .

localisation de ce phénomène n'est pas absolument fixe au cours du cycle hydrologique; l'amplitude du déplacement se limite à la seule zone de bordure du plateau.

La durée du passage de l'eau qui s'écoule du plateau en direction du thalweg est courte et dans la première quinzaine d'août 1975, cette circulation cesse rapidement. Cela se fait surtout ressentir au puits 4 par la variation de  $D$  qui tend vers 0. Cet état de l'eau que l'on peut considérer à l'équilibre Kaolinite/Smectite est dû à l'absence d'écoulement en provenance de l'amont topographique et au blocage de la circulation vers l'aval. Le changement de domaine de stabilité des eaux se place entre les cotes 114,0 et 114,1 m et correspond bien à la rupture dans l'évolution de la piézométrie déjà soulignée par la figure 5. Dans ce puits les eaux se trouvent dans un milieu fermé vers l'aval topographique et leur évolution tend vers l'ajustement de leur composition chimique avec des minéraux de type smectite. Ceci est confirmé par l'analyse aux rayons X avec dominance de la kaolinite dans la partie supérieure, et apparition des minéraux de type smectite, voire feldspaths dès la cote 113,8 mètres.

À la bordure du plateau, quand les eaux ne peuvent plus s'écouler vers le thalweg, elles refluent en direction de l'interfluve et c'est la raison pour laquelle la piézométrie montre une pente dans le sens 3 vers 2 et une stabilité encore meilleure des eaux avec la kaolinite.

En 1976, la remontée de la nappe a pu être suivie avec suffisamment d'échantillons pour montrer que l'alimentation débute par une remontée le long du versant (puits 4 et 5) avec un premier passage d'eau à déséquilibre  $D$  voisin de  $-0,15$  (fig. 21). L'infiltration dans le versant amène le recul de la *crête piézométrique* vers le plateau (3 vers 2) avec des eaux encore en faible déséquilibre pour cette localisation ( $D = -0,3$ ). À la grande remontée de la mi-juin, l'infiltration est verticale et le déséquilibre en bordure de plateau s'accroît brutalement pour atteindre

environ  $-0,5$  et donner une *crête de déséquilibre* bien établie.

L'effet de cette remontée à la périphérie du plateau entraîne l'alimentation en direction du puits 1 et on peut remarquer le recul progressif de la courbe  $D = 0$  vers le centre de l'interfluve. Les premières eaux qui réalimentent le puits 1 sont en équilibre avec les smectites puisqu'elles n'ont pratiquement circulé que dans les minéraux de ce type et c'est seulement plus tard, lorsque arrive l'alimentation par les niveaux à kaolinite plus marquée, que ces solutions seront repoussées et diluées pour tendre vers l'équilibre avec la phase kaolinite.

L'influence de la *langue* d'écoulement des eaux du plateau en direction du thalweg est particulièrement bien marquée lors de la grande crue de juin mais il ne semble pas que la seconde crue de la deuxième quinzaine de juillet ait une grande importance sur l'alimentation de la nappe contenue sous le versant. Les modifications des valeurs de  $D$  peuvent servir à l'interprétation des mouvements internes de l'eau au sein d'un aquifère continu; le traceur étant obtenu par le calcul à partir des seules concentrations chimiques naturelles.

Au milieu du mois d'août, lorsque le puits 4 est descendu à une cote proche de 114,0 m il se trouve isolé du reste de la nappe et les eaux qui sont bloquées en ce lieu changent très vite de domaine et passent du côté smectite. Vers l'aval, au puits 5, l'influence des pluies tardives se traduit par des oscillations de la valeur de  $D$  mais cet indice reste très proche de l'équilibre Kaolinite/Smectite, et  $D$  ne devient vraiment positif que lorsque cesse l'écoulement vers le marigot.

En 1974, la pluviométrie a été très étalée sur l'année et dans la dernière phase qui a provoqué la plus grande remontée, le comportement chimique de la nappe est analogue à ce qui a été rencontré en cours de décrue les autres années (fig. 22). On retrouve une *crête de déséquilibre* en bordure de plateau et le déversement des eaux du plateau vers

le versant est de courte durée. Dès que le puits 4 tend à une cote proche de 114,0 m la valeur de **D** en ce lieu s'établit à l'équilibre Kaolinite/Smectite. La remontée de la nappe ayant été assez faible sous le plateau, la courbe d'équilibre Kaolinite/Smectite recule très lentement en direction du puits 1 pour ne l'atteindre que peu de temps avant son tarissement. Dans le bas de la toposéquence, l'équilibre avec la phase smectite intervient peu de temps après qu'il se soit produit un peu plus haut sur le versant (puits 4), les pluies de fin de saison ayant pratiquement fait défaut en cette période.

L'analyse aux rayons X confirme les grandes tendances observées sur la qualité chimique des eaux. Dans tous les profils l'altération des horizons supérieurs lessivés par la nappe aboutit presque exclusivement à la synthèse de la kaolinite. Ceci est en accord avec les calculs effectués sur la composition chimique des eaux qui concrétisent cet état d'équilibre avec la kaolinite. En dessous de certaines cotes, l'eau quitte le domaine d'équilibre avec la kaolinite et nous avons pris pour exemple le passage vers le domaine des smectites. Ce terme ne doit pas être pris ici avec un sens restrictif, il s'agit de séparer la kaolinite d'espèces minéralogiques moins évoluées, voire même des feldspaths en cours d'altération. Ces derniers peuvent subsister d'ailleurs jusqu'à la hauteur du seuil local qui bloque la circulation vers le thalweg et leur présence peut fournir une indication sur la tranche drainable.

## CONCLUSIONS

L'association des observations faites sur une nappe, du point de vue de sa dynamique et de sa composition chimique, aide à l'interprétation sur le fonctionnement du système. Schématiquement, sur une toposéquence, le sommet topographique est souvent confondu avec le point haut de la nappe et cet emplacement facilement drainable est assimilé au lieu de lessivage le plus intense. Ce modèle simple ne doit pas être considéré comme unique et dans l'exemple étudié, la distinction des différentes localisations a pu être faite.

La crête piézométrique n'est pas fixe comme le sommet topographique. Au cours de la remontée de la nappe, cette crête se déplace le long de la toposéquence, du versant en direction de l'interfluve. Localement, cette translation de la crête piézométrique peut aboutir à la conjonction avec le sommet topographique mais sur la toposéquence choisie, terminée vers le haut par un large plateau, le centre de celui-ci n'est pas atteint par le déplacement du sommet de la nappe. Lorsque l'aquifère est rechargé, la section de la surface piézométrique

sous la toposéquence se présente sous la forme d'un toit à deux pans dissymétriques. L'un est court et à faible pente du côté de l'interfluve, l'autre est beaucoup plus long et se développe jusqu'au thalweg. Bien que cela soit possible, l'évacuation vers le thalweg des eaux souterraines du centre du plateau s'effectue dans de mauvaises conditions. Par contre, de l'autre côté de la crête piézométrique, le drainage est beaucoup plus facile et c'est en bordure de plateau, à la rupture de pente que les possibilités de rétention apparaissent les plus faibles.

Du point de vue chimique, une nappe d'arènes granitiques est souvent considérée comme présentant un gradient de concentration le long de la toposéquence en accord avec une hiérarchie minéralogique. Aux minéraux les plus évolués du sommet correspondent les eaux aux teneurs les plus faibles; celles-ci s'enrichissent progressivement le long du versant pour s'équilibrer en bas de séquence avec les espèces résultant d'une altération moins intense. La position de la crête piézométrique et l'alimentation de notre aquifère par épanchement de la nappe dans les horizons de la base du manteau d'altération entraînent une répartition particulière des concentrations chimiques. Ces valeurs regroupées par le calcul permettent de définir un indice qualifiant la position chimique vis-à-vis de certains minéraux. L'évolution des eaux se fait en direction de la stabilité par rapport à la kaolinite. C'est à l'aval de la crête piézométrique, en bordure de plateau que ce caractère est le plus marqué et il s'estompe ensuite le long du versant en direction du thalweg. Les caractéristiques des eaux vers le centre du plateau n'offrent qu'occasionnellement les conditions adéquates à une évolution vers la kaolinite bien que l'altération ait surtout donné naissance à ce minéral; les conditions anciennes y ont sûrement été favorables et dans l'actuel, il suffit de retrouver épisodiquement ces conditions pour que l'évolution chimique aboutisse à ce minéral.

L'équilibre qui s'établit entre la nature des minéraux et la charge chimique des eaux permet de suivre l'évolution du milieu dans le temps, en fonction des conditions de drainage. La relation entre les phases solide et liquide est très étroite et bien que les différenciations minéralogiques soient dépendantes du niveau de base du paysage considéré, elles sont plus particulièrement influencées, tout au moins à la base des profils, par les conditions ponctuelles de drainage local. C'est ainsi qu'apparaissent sur une même verticale, pratiquement sans transition, des types minéralogiques contrastés; la frontière entre les espèces est définie par les possibilités de circulation des solutions.

Les eaux météoriques acquièrent rapidement l'équilibre chimique avec les minéraux qu'elles rencontrent. Quand cet équilibre est obtenu, il est

encore possible de le déplacer si le milieu encaissant change de nature minéralogique, mais les réactions sont alors plus lentes. Cette particularité permet l'utilisation de la position figurée de la composition chimique dans un domaine de stabilité minéralogique comme marqueur des circulations souterraines. Après infiltration, les eaux prennent le faciès du minéral avec lequel elles sont en contact, mais si éventuellement elles transitent rapidement dans une formation minéralogique différente elles ne subissent qu'un début de modification de leurs caractéristiques mais leur passage peut être soupçonné grâce aux anomalies de composition chimique en un site donné. Dans cette optique, l'utilisation des charges chimiques permet de localiser la surface et l'épaisseur de l'aquifère susceptible d'alimenter le réseau hydrographique. Exceptionnellement, toute la surface

figurée par la toposéquence est en communication avec le drain superficiel mais cet état est de courte durée et ne concerne que les quelques jours qui suivent la pointe de crue de la nappe. Les eaux provenant du plateau transitent rapidement dans les formations du haut de pente et leur passage dans le bas du versant se prolonge bien après la cessation de l'alimentation par les profils de l'amont.

## REMERCIEMENTS

L'auteur tient à exprimer ses remerciements à MM. les Professeurs FONTES et LENEUF, ainsi qu'à l'Institut des Sciences de la Terre de Dijon qui l'a accueilli pendant sa rédaction.

*Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M.  
le 7 juin 1979*

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BELIARD (C.), 1976. — Relations entre les précipitations et les variations de la surface piézométrique dans les nappes phréatiques des altérites sur schistes sous climat tropical. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 283, D, p. 479-482.
- BOURRIE (G.), 1976. — Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO<sub>2</sub> dans les eaux naturelles. *Bull. AFES*, n° 3, p. 141-159.
- DELVIGNE (J.), GRANDIN (G.), 1969. — Étude des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, D, p. 1372-1375.
- FRITZ (B.), 1975. — Étude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Applications à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sc. Géol. Mém.* 41, 152 p.
- GAG (J. Y.), ABDULLAH Droubi, FRITZ (B.) et TARDY (Y.), 1977. — Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical Geology*, 19, p. 215-228.
- GARRELS (R. M.) et CHRIST (C. L.), 1967. — Équilibres des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Paris, Gauthier-Villars, 336 pages.
- GIRARD (G.), SIRCOULON (J.) et TOUCHEBEUF (P.), 1971. — Aperçu sur les régimes hydrologiques. Le milieu naturel de Côte d'Ivoire. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 50, p. 109-155.
- HELGESON (H. C.), 1969. — Thermodynamics of Hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sc.*, vol. 267, p. 729-804.
- LAFFORGUE (A.), 1975. — Étude hydrologique des bassins versants de Sakassou. Résultats des campagnes 1972 et 1973. Rap. dactyl. Service Hydrol. O.R.S.T.O.M. Adiopodoumé, 82 p. + annexes.
- LELONG (F.), 1966. — Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale. Conséquence pour la pédogenèse. *Sciences de la Terre*. T. XI, n° 2, p. 201-244, 7 fig., 5 tableaux.
- LENOIR (F.), 1972. — Exportation chimique d'un bassin intertropical (Le Bandama, Côte d'Ivoire). Influence des conditions hydrologiques. Thèse, Nice, 375 p.
- PAGES (T.), 1972. — Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsic rock, CO<sub>2</sub> system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 2, p. 217-240.
- PEDRO (G.), 1966. — Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 262, D, p. 1828-1831.
- RIEU (M.), 1972. — Étude pédologique et morphologique du bassin versant de Sakassou. *Rap. multigr.*, O.R.S.T.O.M., Adiopodoumé, 231 p., + 3 cartes + 4 planches h.-t.
- ROBIE (R. A.) et WALDBAUM (D. R.), 1968. — Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 °K (25.0 °C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures. *US Geol. Surv. Bull.*, 1259, 256 p.
- SPICHIGER (R.), 1975. — Recherches sur le contact forêt savane en Côte d'Ivoire : les groupements écologiques dans une savane à *Loudetia simplex* du sud du pays Baoulé. *Candollea*, 30, p. 157-176.
- TARDY (Y.), 1969. — Géochimie des altérations, Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 31, 187 p.