

U L P
U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG

T H È S E

présentée
à l'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Bokar KALOGA

LE MANTEAU KAOLINIQUE
DES PLAINES DU CENTRE-SUD DE LA HAUTE - VOLTA
DYNAMIQUE ET RELATION AVEC LE MANTEAU SMECTITIQUE

Soutenue publiquement le 16 décembre 1983 devant la commission d'examen :

MM. G. MILLOT	Président
G. AUBERT	
N. LENEUF	
R. MAIGNIEN	Rapporteur
Mlle H. PAQUET	Rapporteur
M. A. RUELLAN	

LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES
DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE C.N.R.S. ET I.N.S.E.R.M.

Président	Professeur	H.DURANTON
Vice-Présidents	Professeur	C.GODBILLON
	Professeur	P.POINDRON
	M.de Rech.	A.CORET
Présidents honoraires	Professeurs	G.OURISSON - P.KARLI - F.MARCOUX
Secrétaire Général	Monsieur	G.KIEHL

U.E.R. DES SCIENCES MÉDICALES

U.E.R. des Sciences Médicales	: Directeur	Jean-Marie MANTZ
U.E.R. des Sciences Biomédicales	: Directeur	Jean SCHWARTZ

Doyens honoraires : J.CALLOT J.CLAVERT F.ISCH M.DORNER.

Professeurs honoraires : A.BASSET J.CALLOT J.CLAVERT E.FORSTER G.GREINER Ch.GROS A.JUNG T.KAMMERER P.MANDEL H.METZGER P.MULLER A.ROHMER F.ROHMER E.SCHNEEGANS J.SEROR J.STAHL J.VEDRINE P.VINTEMBERGER J.WARTER G.WINCKLER.

Professeurs :

M ADLOFF N APROSIO C. ARON L.ASCH A. BATZENSCHLAGER P. BEYER P. BLOCH R. BLOCH R. BOCKEL C. BOLLACK A. BRINI A. BRONNER F. BUCHHEIT P. BUCK G. BURGHARD P. CHAMBRON J. CHAMBRON M. CHAMPY M. CHAUMONT M. COLLARD C. CONRAUX P. DELLENBACH M. DORNER R. EBTINGER M. FABRE L. FINCKER R. GANOARD P. GAUTHIER LAFAYE J. P. GERHARD	Chirurgie générale Anatomie et Organogénèse Histologie Rhumatologie Anatomie Pathologique Clin. de Pédiatrie et Puériculture Radiologie Pharmacologie Hépatologie, Gastro-entérologie Urologie Ophthalmologie Clin. Ophthalmologique Neurochirurgie Clin. Chirurgicale des Enfants Clin. et Prophylaxie de la Tuberculose Biochimie Physique biologique Stomatologie Médecine Légale et Médecine Sociale Clin. Neurologique Oto-Rhino-Laryngologie Gynéc. et Obstétrique Clin. Médicale B Psychiatrie infantile Histologie Clin. Médicale B Cardiologie Clin. Gynéc. et Obstétricale Anesthésiologie Ophthalmologie	J. GRENIER E. GROSSHANS P. HABÉREY J. HERAN L. HOLLENDER J. L. LIMBS M. IMMLER F. ISCH L. ISRAEL H. JAHN J. JUIF P. KARLI B. KELLER F. KEMPF I. KEMPF T. T. KIEN R. KIENY A. KIRN J. G. KORITKE M. KREMER D. KURTZ G. LANG J. LAVILLAUREIX V. LE GAL J. M. LEVY J. M. MANTZ F. MARCOUX J. MARESCAUX Ch. MARX	Chirurgie générale Clin. Dermatol. et Syphiligraphique Physiologie Méd. et Chir. Expériment. et Comparée Chirurgie Digestive et Générale Pharmacologie Médecine Interne Rééducation fonctionnelle Psychiatrie d'Adultes Urologie Pédiatrie et Puériculture Neurophysiologie Clin. Gynéc. et Obstétricale Radiologie Orthopédie et Traumatologie Parasitologie Pathol. et Clin. Sém. Chir. Virologie Anatomie Normale Parasitol. et Pathologie tropicale Neurologie Orthop. et Traumatologie Hygiène Anatomie pathologique Pédiatrie, Génétique médicale Réanimation médicale Médecine du travail Histologie Physiologie	S. MAYER J. MEHL G. METHLIN B. METZ R. MINCK G. MORAND F. OBERLING E. PHILIPPE (dér.) R. RENAUD P. REYS P. REYS E. ROEGEL J. V. RUCH Y. RUMPLER A. SACREZ G. SAVA G. SCHAFF E. SCHVINGT J. SCHWARTZ A. SIBILLY L. SINGER F. STEPHAN D. STORCK G. VINCENDON R. VOEGTLIN A. WACKENHEIM P. WARTER J. P. WELLS D. WILLARD J. P. WITZ	Hématologie Médecine du travail Physiologie biologique Physiologie appliquée Bactériol., Virolog., Immunol. gén. Chirurgie thoracique Maladies du sang Anatomie pathologique Gynécologie et Obstétrique Endocrinol., Métabol. et Nutrit. Chir. Gén. - Hôp. L. Pasteur - Colmar Pneumologie Physiologie Biologie médicale Embryol. et Morphol. expérim. Cardiologie Chirurgie générale Physiologie Clin. Chir. Orthop. et Traumatol. d'Adultes Pharmacol. et Médecine Expérimentale Clinique chirurgicale A Clinique Psychiatrique d'Adultes Pathol. Gén. et Expérimentale Clinique Médicale A Biochimie Thérapeutique Radiologie Radiologie Gastro-Entérol. et Hydrol. thérap. Pédiatrie, Génétique Médicale Chirurgie thoracique
---	---	--	---	---	--

Professeurs conventionnés : F. DEFEUDIS (Biologie) A. PETROVIC (Physiologie).

Maitres de Conférences Agrégés :

S. BABIN P. BAREISS P. BOURJAT C. BRECHENMACHER J. M. BROGARD J. CINQUALBRE A. CONSTANTINESCO J. P. DUPEYRON B. EISENMANN J. FLAMENT J. GEISERT P. GERLINGER E. HEID D. JAECK A. JAEGER	Orthopédie et Traumatologie Médecine Interne Radiologie Cancérologie Médecine interne Urologie Physique biologique Anesthésiologie Chirurgie cardio-vasculaire Ophthalmologie Pédiatrie, Génétique médicale Embryologie Dermato-vénérologie Chirurgie générale Réanimation médicale	M. JESEL P. KEHR R. KEILING G. KLOPP K. KLOTZ F. KUNTZMANN J. M. LANG D. MAITRODT J. L. MANDEL J. MARESCAUX J. MARESCAUX J. MESSER C. MEYER H. MONTEIL G. OBERT J. C. OTTENI	Rééducation fonctionnelle Orthopédie et Traumatologie Cancérologie Biochimie Oto-Rhino-Laryngologie Médecine interne Maladies du sang Neurochirurgie Biochimie Chirurgie générale Biochimie Pédiatrie, Génétique médicale Chirurgie générale Bactériologie Virologie Anesthésiologie	M. PATRIS G. PAULI J. RITTER M. ROOS P. SAUVAGE J. P. SCHIEBER J. L. SCHLIEDER J. L. SCHLIENGER H. SICK C. STOLL J. D. TEMPE J. TONGID J. P. WALTER J. M. WARTER A. WILK	Psychiatrie d'Adultes Pneumologie Physiologie Gynécologie et Obstétrique Histologie Chirurgie Infantile Physiologie Gynécologie et Obstétrique Médecine Interne Anatomie et Organogénèse Pédiatrie, Génétique médicale Réanimation médicale Radiologie Radiologie Neurologie Stomatologie
---	---	---	---	--	---

Maitre de Conférences Associé : R. BANDLER (Physiologie).

Maitres de Conférences Conventionnés : A. MALAN (Physiologie respiratoire) J. J. VOGT (Thermophysiology).

Directeurs de recherche : M. JACOB* (Biochimie) A. PETROVIC* (Physiologie).

Maitres de recherche :

A. M. AUBERTIN O. AUNIS A. EBEL L. FREYSZ M. GAUTHIERIE G. GOMBOS	Virologie Neurochimie Neurochimie Neurochimie Thermologie biomédicale Neurochimie	K. HAFEN STENGER G. LECLERC G. REBEL R. RECHENMANN M. SENSENBRENNER C. STOCK-DEMANGE	Endocrinologie Chimie organique Neurochimie Biophys. des Rayonnements Neurochimie Physiologie	J. STEVENIN J. VÉLLEY N. VIRMAUX COLIN J. J. VOGT A. WAKSMAN	Biologie moléculaire et cellulaire Pharmacologie Neurochimie Thermophysiology Neurochimie
--	--	---	--	--	---

U.E.R. DES SCIENCES EXACTES

Mathématiques
 Sciences Physiques et Chimiques
 Sciences de la Matière
 Sciences de la Vie et de la Terre
 Sciences du Comportement et de l'Environnement
 Ecole d'Application des Hauts Polymères
 Ecole Nationale Supérieure de Chimie
 Observatoire
 Physique du Globe
 Ecole Nationale Supérieure de Physique

Directeur Gérard SCHIFFMANN
 Directeur Henri BENOIT
 Directeur Raymond WEISS
 Directeur Geneviève LEBEURIER
 Directeur Philippe ROPARTZ
 Directeur Morand LAMBLA
 Directeur Marc DAIRE
 Directeur Alphonse FLORSCH
 Directeur Roland SCHLICH
 Directeur Gilbert SUTTER

Doyens honoraires : P.LACROUTE - J.H.VIVIEN - G.MILLOT.

Professeurs honoraires : J.BRENET - Mme M.BRINI - J.BYE - H.CARTAN - C.CHABAUTY - A.CHRETIEN - A.DELUZARCHE - J.DENY - Mlle A.GAGNIEU - Mlle S.GILLET - S.GORODETZKY - R.MOCA P.JOLY - P.LACROUTE - L.ECCLAZET - G.LEMEE - P.LHERITIER - M.LICHNEROWICZ - G.MILLARD - G.MILLOT - L.NEEL - J.PARROD - A.ROCHE - R.ROHNER - J.P.ROTHE - L.SACKMANN - CH.SADRON - H.SAUCIER - P.SCHALLER - F.STUTINSKY - H.VILLAT - J.H.VIVIEN - E.WOLFF - B.WURTZ.

Maître de conférence honoraire : R.WEIL.

Professeurs :

J.P.ADLOFF Chimie nucléaire
 R.ARMBRUSTER Physique
 P.ARTZNER Mathématiques
 V.AVANISSIAN Analyse supérieure
 G.BARBANCON Mathématiques
 F.BECKER Physique mathématique
 N.BEFORT Biochimie
 G.BELLIARD Botanique
 C.BENEZRA Dermato-Chimie
 H.BENOIT Physicochimie macromoléculaire
 P.BENVENISTE Physiologie végétale
 D.BERNARD Méth.méth.de la physique
 J.C.BERNIER Chimie générale
 J.BONNIN Géophysique interne
 Y.BOLLANGER Biochimie
 J.F.BOUTOT Mathématiques
 J.BROSSAS Chimie macromoléculaire
 R.BROUILLARD Chimie org. et Chimie analytique
 C.BURGGRAF Minéralogie
 H.BURNAGE Mécanique des Fluides
 M.CARA Géophysique interne
 R.CERF Physique générale
 P.CHARTIER Chimie
 P.CHEVALLIER Physique
 A.CLAUSS Chimie
 A.COCHÉ Physique nucléaire

X.FERDINAND Mathématiques
 M.FINK Chimie
 J.G.FISCHER Mathématiques
 D.FOATA Zoologie
 E.FOLLENIUS Mécanique des Fluides
 J.FRIED Chimie générale et Chimie physique
 D.FROELICH Mécanique rationnelle
 A.FUCHS Géologie
 J.C.GALL Physique
 A.GALLMANN Physique
 F.GAUTIER Mathématiques
 R.GERARD Mathématiques
 G.GLAESER Mathématiques
 C.GODBILLON Méthodes, physique atomique et moléculaire, physique du sol et cristallographie
 A.GOLTZENE Botanique
 M.GQUONT Physique
 M.GROSNOT Chimie physique
 Y.GUEGUEN Géophysique interne
 L.MIRTH Microbiologie
 C.JASCHEK Astronomie
 G.JONARD Virologie
 J.P.JOUANOLOU Mathématiques
 F.JUNDT Physique nucléaire et corpuscul.et théor. phys.
 T.JUTEAU Biologie
 C.KEINGER Chimie appl. et Génie chimique
 A.KIENEMANN Zoologie
 R.KIRSCH Biologie végétale
 F.LACROUTE Informatique appliquée
 J.C.LAFON Microbiologie
 A.M.LAMBERT Chimie générale
 M.LAMBLA Microbiologie
 G.LEBEURIER Chimie
 J.M.LEHN Chimie appl. et Chimie des matériaux
 J.L.LEBENGUTH Physicochimie et corpusculaire
 P.LEHDINE Chimie
 M.LEROY Chimie
 J.C.LIONS Zoologie et Ecologie
 F.LOOR Immunologie
 J.LUCAS Géologie
 O.MAGNAC Physique
 J.MARTINET Mathématiques
 P.MIALHE Physiologie animale

Mathématiques
 Acoustique moléculaire
 Chimie
 Méthodes
 Zoologie
 Mécanique des Fluides
 Chimie générale et Chimie physique
 Mécanique rationnelle
 Géologie
 Physique
 Physique
 Mathématiques
 Mathématiques
 Méthodes, physique atomique et moléculaire, physique du sol et cristallographie
 Botanique
 Physique
 Chimie physique
 Géophysique interne
 Microbiologie
 Astronomie
 Virologie
 Mathématiques
 Physique nucléaire et corpuscul.et théor. phys.
 Minéralogie
 Biologie
 Chimie appl. et Génie chimique
 Zoologie
 Biologie végétale
 Informatique appliquée
 Microbiologie
 Chimie générale
 Microbiologie
 Chimie
 Chimie appl. et Chimie des matériaux
 Physicochimie et corpusculaire
 Chimie
 Chimie
 Zoologie et Ecologie
 Immunologie
 Géologie
 Physique
 Mathématiques
 Physiologie animale

Géologie
 Informatique
 Chimie
 Physique théorique
 Mathématiques I
 Probabilités et Statistiques
 Chimie
 Electr. et Electrotechnique
 Chimie
 Chimie générale
 Mathématiques générales
 Topologie
 Physiologie animale
 Chimie
 Chimie (IUT)
 Physique
 Psycho-Physiologie
 Botanique
 Chimie théor. et Chimie physique (IUT)
 Mathématiques
 Physique
 Psycho-physiol.et physiol.du comportement
 Chimie
 Chimie physique
 Physicochimie et corpuscul.et théorie physiol.
 Physique
 Mathématiques
 Chimie organique
 Chimie appliquée
 Physique électronique
 Chimie (IUT)
 Géologie
 Chimie
 Biologie animale
 Mathématiques
 Physique théorique
 Biochimie
 Physique
 Chimie
 Psycho-Physiologie
 Chimie
 Physicochimie des Hauts Polymères
 Physique

Professeur émérite : G.MILLOT (Géologie Paléontologie).

Professeur adjoint : J.SITTLER (Géologie).

Professeurs associés :

M.ABUD Physique
 M.E.CONSTANTIN Chimie
 G.L.GEOFFROY Chimie
 A.OFFE Mathématique

V.KENKRE Physique
 F.KIGHT Mathématiques
 P.MEURUEIS Métrologie

T.MUKAIYAMA Chimie
 J.PALOUS Chimie
 O.SOARES Physique

Professeurs conventionnés : P.BOUVEROT (Physiol.respiratoire) - P.DEJOURS (Physiol.respiratoire) - F.FARKAS (Physique) - Y.NAKATANI (Chimie) - P.SMIGIELSKI (Physique).

Astronomes adjoints : A.FLORSCH - A.FRESNEAU (dat.).

Astronome adjoint associé : M.JASCHEK (Astronomie).

Physiciens adjoints (Physique du Globe) : P.HOANG TRONG (Géophysique int.) - R.MONTIGNY (Géophysique int.).

Directeurs de recherche C.N.R.S. :

P.ALBRECHT Chimie
 J.F.BIELLMANN Chimie
 P.BOUVEROT Physiologie respiratoire
 P.DEJOURS Physiologie respiratoire
 M.FRANCK-NEUMANN Chimie organique
 J.HOFFMANN Biologie animale
 A.KNIPFER Physicochimie macromoléculaire

A.KOVACS Physicochimie macromoléculaire
 J.MARCHAL Physicochimie macromoléculaire
 P.A.MEYER Mathématiques
 A.P.MEYER Physique
 J.ORTÉ Biologie cellulaire
 P.REMPF Physicochimie macromoléculaire
 R.SCHLICH Géophysique marine

A.SKOUlios Physicochimie macromoléculaire
 M.VAN REGENMORTEL Virologie
 R.VAROQUI Physicochimie macromoléculaire
 A.VEILLARD Chimie moléculaire
 R.ZANA Physicochimie macromoléculaire
 A.ZUKER Physique théorique

Maîtres de recherche C.N.R.S. :

J.Ch.ABBE Physicochimie des interactions et des interfaces
 E.ASLANIDES Physique nucléaire et corpusculaire
 H.BARRIEAU Philologie, Epistémol.Méth.des Scs Techn.
 F.BECK Physique nucléaire et corpusculaire
 G.BECK Biochimie
 J.P.BECK Physiologie
 M.BONHOMME Géologie
 H.BRAUN Physique nucléaire et corpusculaire
 P.BRAUNSTEIN Chimie
 M.C.CADEVILLE Physique des Solides
 H.CALLOT Chimie
 S.CANDAU Physique
 M.CHAMPAGNE Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 J.CHEVALLIER Physique nucléaire et corpusculaire
 J.P.COFFIN Physique
 A.CORET Physique nucléaire et corpusculaire
 M.CROISSIAUX Physique nucléaire et corpusculaire
 D.DISDIER Physique nucléaire et corpusculaire
 J.DUBINGIER Géologie
 F.DURST Physiologie végétale
 S.EL KOMOSS Physique
 B.FRANCOIS Physicochimie macromoléculaire
 E.FRANTA Physicochimie moléculaire
 J.M.FRIED Physicochimie des interactions et des interfaces
 B.FRITIG Virologie
 Y.GALLOT Physicochimie macromoléculaire
 J.P.GERBER Physique nucléaire et corpusculaire
 R.GIEGE Biochimie
 H.GIRARD Physiologie respiratoire
 P.GRAMAIN Physicochimie macromoléculaire

J.C.GALIN Physicochimie macromoléculaire
 J.B.GRUN Physique
 J.HERZ Physique nucléaire et corpusculaire
 G.JENNER Physicochimie macromoléculaire
 G.KAUFMANN Chimie
 G.KEITH Biochimie
 J.P.KINTZINGER Chimie
 B.KOCH Biologie
 E.KOCHANSKI Structure et dynamique moléculaire - chimie de coordination
 B.LANG Cristallographie
 J.LANG Physicochimie macromoléculaire
 P.LAURENT Physicochimie comparée des régulations
 C.LERAY Physiologie comparée des régulations
 F.LEYENDECKER Chimie
 B.BLOT Physicochimie macromoléculaire
 B.LUU Chimie organique
 G.MAIRE Chimie
 E.MALAN Physiologie respiratoire
 A.MARCHAL Physicochimie moléculaire et macromoléculaire
 R.MORAND Physique nucléaire et corpusculaire
 D.MORAS Chimie
 T.MULLER Physique nucléaire et corpusculaire
 G.MUNSCHY Physique
 A.MICHEL BLOCH Physique des Solides
 A.NICOLIEFF Virologie végétale
 H.PAQUET Géologie
 M.PATY Physique nucléaire et corpusculaire
 C.PICOT Physicochimie macromoléculaire
 L.PINCK Biologie cellulaire

P.POLX Chimie
 J.POUYET Biochimique
 B.REES Chimie
 P.REMY Biochimie
 J.RICHERT Physique nucléaire et corpusculaire
 R.RINGEISEN Physique
 D.ROHFRITSCH Physiomorphogénèse
 J.ROTH (Dr.Inst. de Recherche) Physicochimie macromoléculaire
 R.SCHANTZ Physiologie végétale
 F.SCHIEBLING Physique nucléaire et corpusculaire
 F.SCHUBER Chimie organique
 R.SCHULZ Physique nucléaire et corpusculaire
 C.SCHWAB Physique
 R.SELTZ Physique nucléaire et corpusculaire
 P.SIFFERT Physique nucléaire et corpusculaire
 C.SITTLER Géologie
 F.E.STOCKEL Biologie des interactions cellulaires
 C.STRAZIELLE Physicochimie macromoléculaire
 M.SUFFERT Physique nucléaire et corpusculaire
 J.C.THIERRY Chimie
 X.TRAORE Physicochimie atomique et ionique
 P.WAGNER Physique nucléaire et corpusculaire
 G.WALTER Physique nucléaire et corpusculaire
 F.WEBER Géologie
 J.P.WENIGER Physique
 J.WITZ Biologie cellulaire
 R.WOLFF Chimie
 J.P.ZIEHLINGER Physique
 L.ZILLIOX Mécanique des Fluides

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur Robert FRANK

Professeurs :

M.DOCQ R.FRANK	Dentisterie opératoire Biologie et Matière fondamentale	P.KLEWANSKY J.LITZLER	Parodontologie Prothèse
-------------------	--	--------------------------	----------------------------

Professeurs de premier grade :

E.ALLEMANN M.BASTIAN C.BOLENDER A.COMTE	Dentisterie opératoire Prothèse Orthopédie dento-faciale Dentisterie opératoire	R.HAAG J.L.LACOSTE M.LANGER M.LEIZE	Pathol. et Thérapeutique dentaires Orthopédie dento-faciale Prothèse Prothèse	P.NICOLAS J.J.ROTH A.SCHLIENGER J.SOMMERMATER	Pathol. et Thérapeutique dentaires Parodontologie Prothèse Pédodontie
--	--	--	--	--	--

Professeurs de deuxième grade :

W.BACON P.CAHEN J.P.CHARLIER	Orthopédie dento-faciale Biologie et Matière fondamentale Orthopédie dento-faciale	B.KAESS H.TENENBAUM	Pathol. et Thérapeutique dentaires Parodontologie
------------------------------------	--	------------------------	--

Maître de recherche I.N.S.E.R.M. : A.BELCDURT (Odontologie).

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur Alexis GAIRARD

Doyens honoraires : P.DUQUENOIS - M.HASSELMANN - G.DIRHEIMER - P.METAIS.

Professeurs honoraires : P.CORDIER - J.P.EBEL - G.GAZET du CHATELIER - M.HASSELMANN - P.JAEGER.

Professeurs :

R.ANTON R.CARBIENER G.DIRHEIMER G.FERRARO A.GAIRARD D.GÉRARD C.HASSELMANN (dét.) L.JUNG J.C.KOFFEL	Pharmacognosie Botanique Toxicologie Biochimie Physiologie Physique et Biophysique Chimie analytique Pharmacie chimique Pharmacie chimique	H.LAMI Y.LANDRY C.LAPP P.LAUGEL G.LAUSTRIAT A.LUGNIER J.MALGRAS C.MATHIS P.METAIS	Méthématiques Pharmacologie Chimie générale et minérale Chimie analytique Physique Toxicologie Immunologie Pharmacie galénique Biochimie	B.PESSON P.POINDRON J.SCHREIBER A.STAHL A.STAMM J.C.STOCLET D.VIDON C.G.WERMUTH	Parasitologie Virologie Chimie organique Biochimie pharmaceutique Pharmacie galénique Pharmacodynamie Bactériologie Chimie organique
--	--	---	--	--	---

Chargé de cours : M.KRISTENSEN (Hygiène, Nutrition et Diététique).

Professeur associé : J.TYRZYK (Biophysique).

Professeur conventionné : B.ROTH-SCHECHTER (Pharmacodynamie).

Maître de recherche : I.N.S.E.R.M. : J.BIETH (Enzymologie)

U.E.R. DES SCIENCES HUMAINES

U.E.R. de Géographie : Directeur Pierre LIMOUZIN
U.E.R. des Sciences du Comportement et de l'Environnement : Directeur Philippe ROPARTZ

Professeurs honoraires : E.JUILLARD - R.RAYNAL.

Professeurs :

J.M.AVENARD A.LIEURY P.LIMOUZIN	Géographie Psychologie expérimentale Géographie	P.MICHEL A.MOLES H.NONN H.REYMOND	Géographie Psychologie sociale Géographie Géographie	R.SCHWAB A.TABOURET-KEILLER M.TARDY J.TRICART	Géographie Psychologie Psycho-pédagogie Géographie
---------------------------------------	---	--	---	--	---

Directeur de recherche : C.N.R.S. : S.RIMBERT (Géographie).

U.E.R. DES SCIENCES ÉCONOMIQUES

Directeur Patrick COHENDET

Doyens honoraires : P.CHAMLEY - J.P.FITOUSSI - R.DDS SANTOS FERREIRA - J.L.GAFFARD.

Professeur honoraire : P.CHAMLEY.

Professeurs :

P. ARTZNER F.BILGER A.CHABERT	Mathématiques Sciences Economiques Sciences Economiques	R.DOS SANTOS FERREIRA G.KOENIG	Sciences Economiques Sciences Economiques	J.J.OBRECHT P.PONCET	Sciences de Gestion Sciences de Gestion
-------------------------------------	---	-----------------------------------	--	-------------------------	--

Professeur émérite : P.CHAMLEY (Sciences Economiques).

Professeur conventionné : R.UHRICH (Ec.rég.et europ.).

Chargés de conférences : R.ERBES - A.LOSSER.

AVANT - PROPOS

Cette étude n'a pas commencé le jour où j'ai décidé d'installer les toposéquences de sols qui en seront le support. Sa mise en route est en fait l'aboutissement de près de quinze années de travaux de terrains, quinze années de rapports quasi passionnels avec la pédogenèse et la cartographie des sols au service du développement :

- passion communiquée par notre Maître à tous, M. Georges AUBERT qui n'a pas été seulement un Patron, mais qui a été le Père de l'Ecole qu'il a créée, qui n'a pas seulement enseigné la Pédologie, mais inculqué un quasi apostolat. Et comme tous les créateurs, il a donné à chacun des hommes qu'il a formés beaucoup de lui-même. Ce mémoire est donc aussi son oeuvre. Je le remercie pour cela et pour avoir accepté de faire partie du jury :

- passion inévitable des défricheurs (j'ai réalisé les premières cartes à moyennes et petites échelles au Mali et en Haute-Volta) ;

- passion qui puise peut-être ses motivations profondes dans mon enfance, dans les réminiscences de mes études secondaires et supérieures. Guinéen d'origine, c'est en Haute-Volta que mon oncle maternel Abel SYLLA, instituteur de son métier, m'a accueilli après la perte de ma mère et m'a permis d'entrer à l'école primaire. Avec la sensibilité exacerbée de la jeunesse des pays pauvres et colonisés, mes études secondaires et supérieures ont été hantées par le spectre de la "latérite", cancer de ces pays. Je me souviens encore de ces mots pourtant innocents et à but purement pédagogique de mon professeur de géographie de la classe de première ou de terminale, à propos de l'Afrique occidentale : "l'harmattan, triste originalité, la latérite, triste originalité".

- passion irriguée par M. R. MAIGNIEN qui, après un temps trop court passé avec M. G. BOCQUIER, a été mon initiateur au terrain et mon directeur scientifique. Il m'a appris l'observation et la description minutieuse et aussi exhaustive que possible, des faits pédologiques. C'est à lui que l'on doit le rayonnement du Centre ORSTOM de pédologie de Hann dont j'ai été un des bénéficiaires parmi beaucoup d'autres. Il n'a pas ménagé sa peine et son temps pour la lecture et la correction minutieuses de mes manuscrits, leurs réductions à des proportions raisonnables. Je lui suis reconnaissant pour tout cela.

- passion dont l'expression parfois brutale ou maladroite a pu et pourrait encore heurter nombre de mes collègues et de mes professeurs auprès desquels je m'en excuse. Mais n'est-ce pas le revers des médailles des passions ?

- passion qui, associée à la complexité des terrains d'étude a accentué mon sens inné du détail, de l'analyse, que j'ai parfois du mal à contenir.

Cependant, le génie lui-même n'est pas seulement un homme, mais la rencontre d'un homme et de circonstances, et la conception et la gestation de ce mémoire sont le produit de plusieurs "rencontres".

Rencontre d'abord, avec M. G. MILLOT, Membre de l'Institut sans qui ce mémoire ne serait pas. Je lui dois d'avoir visité mon terrain, aussi bien celui de la carte pédologique au 1/500 000 que celui des toposéquences qui servent de support à ce mémoire, de m'avoir fait profiter de son esprit pénétrant de perception, d'analyse et de synthèse des choses de la nature, ainsi que de sa grande connaissance de ces choses.

L'une de ses remarques sur la carte pédologique de la région Centre-Sud et la distribution des sols lors d'une tournée de terrain n'est pas étrangère à la conception de ce mémoire. Mais, ce n'est pas seulement dans le domaine des sciences naturelles qu'il m'a enrichi, mais d'une façon générale dans celui de la vie.

Je lui dois d'avoir accepté de prendre beaucoup de son temps pour lire mon manuscrit, me guider dans la délicate partie des interprétations générales, et pour présider mon jury de thèse.

Je le remercie pour tout cela et le prie de croire que la "sobriété" dans ces remerciements est encore une façon de lui témoigner une respectueuse affection.

Rencontre avec M. A. RUELLAN, Directeur Général de l'ORSTOM, qui n'a cessé de suivre le déroulement de ce mémoire depuis sa conception. Il en a été un des initiateurs dans le cadre de ses fonctions d'animateur du Thème B de la Section de Pédologie de l'ORSTOM. Il a tenu à continuer à en assurer la lecture et la correction, à faire partie du jury malgré les nouvelles responsabilités qui lui laissent peu de temps. Je l'en remercie.

Rencontre, à la suite de M. G. MILLOT, avec l'équipe de l'Institut de Géologie de l'Université de Strasbourg, MM. J. LUCAS, Y. TARDY, Mlle H. PAQUET. On ne dira jamais assez l'apport de cette équipe, que ce soit dans les longues tournées transversales de l'observation de nos terrains d'étude et de ceux de nos collègues de pays limitrophes, ou lors de soutenances de thèses à Strasbourg, de relations de travail suivies (préparation de thèses, séances de travail...). Ma reconnaissance va à toute l'équipe, et plus particulièrement à Mlle H. PAQUET qui a allié le soutien moral au soutien scientifique. La gestation de ce mémoire a été longue, pénible, riche en péripéties indépendantes de ma volonté. Je ne crois pas que je serais arrivé au terme sans, pour reprendre des mots de J.C. LEPRUN, "la disponibilité, la permanence dans la gentillesse, et la connaissance psychologique d'individus délicats, les -thésards-" de Mlle PAQUET. Outre des déterminations d'argiles, elle a assuré une correction minutieuse du texte et a accepté de faire partie du jury.

Rencontre avec de nombreux collègues pédologues, géologues, géomorphologues travaillant en Haute-Volta, ou dans des pays voisins :

MM. A. BLOT, G. BOCQUIER, R. BOULET, A. CHAUVEL, R. FAUCK, P. FAURE, M. GAVAUD, J.C. LEPRUN, A. LEVEQUE, C. MARIUS, P. MICHEL, R. MOREAU, D. NAHON, A. PERRAUD, S. PEREIRA-BARRETO, J.C. PION, C. TOBIAS, J.M. WACKERMANN, et j'en oublie certainement, avec lesquels j'ai eu des relations de travail fructueuses et souvent d'amitié.

Ma pensée va aussi à P. MERCKY, mon inséparable compagnon de toutes les "campagnes" voltaïques. Il m'a aidé, soutenu, réconforté sur le terrain. Il a réalisé au laboratoire une partie de mes lames minces. Sa tragique disparition laisse un vide qui me fait mesurer douloureusement combien je lui dois. Que son épouse, Mme E. MERCKY et ses enfants trouvent ici l'expression de ma reconnaissance et de ma fidèle amitié. Seule une certaine pudeur, due peut-être à un excès de sensibilité, m'a retenu de dédier ce mémoire à leur époux et père.

Je suis reconnaissant à M. L. LENEUF d'avoir accepté de faire partie du jury. Il est le pionnier des études pédologiques en Haute-Volta. Il a suivi les différentes péripéties de la gestation de ce mémoire en tant que Président du Comité Technique de Pédologie de l'ORSTOM.

Aux Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy, je remercie de nombreux collègues, agronomes, MM. HUYN et GERMAIN qui m'ont initié à la pratique de l'analyse factorielle des correspondances, pédologues ou géologues, MM. P. AUDRY, G. CARLIER, F.X. HUMBEL, M. LAMOUREUX, J.F. PARROT, M. POUGET, P. QUANTIN, Mme M. DELAUNE, que j'ai souvent mis à contribution ou (et) dont j'ai bénéficié de précieux conseils. Ma reconnaissance va à M. SEGALEN, dont j'ai bénéficié de l'attention pendant la plus grande partie de ma carrière et qui m'a appris à sortir des rapports de convention, pour écrire mes premiers articles.

Au C.N.R.A. de Versailles, je suis reconnaissant à M. G. PEDRO et à son équipe, MM. M. ROBERT et D. TESSIER, Mlle J. BERRIER, pour leur aide matérielle (microscope électronique à balayage) et scientifique (minéralogie des argiles, étude du comportement des biotites oxydées).

Je remercie tous ceux qui, aux Laboratoires Communs de l'ORSTOM à Bondy, ont assuré, aux différents postes de responsabilité ou (et) techniques, les déterminations analytiques diverses : MM. B. DABIN, P. PELLOUX, M. PINTA, Mmes H. GUENIN et M. VILLETTE pour les analyses chimiques, Mme G. MILLOT et M. P. VERDONI pour la diffractométrie de rayons X, M. M. KOUKOUI pour les analyses thermiques différentielles, M. D. RAMBAUD pour la microscopie électronique, M. PLOTTE pour la confection des lames minces. Je me dois de citer la disponibilité et la gentillesse permanentes de P. VERDONI que j'ai très souvent mises à contribution tout au cours de la rédaction, le dévouement et la gentillesse de Mme GUENIN, qui m'ont été d'un grand secours dans les péripéties du déroulement de mon important programme d'analyses triacides.

Aux Laboratoires Communs des Centres ORSTOM de Dakar-Hann et de Lomé, je remercie MM. L. DELCAMBRE et J. PETARD, chefs de laboratoire et les techniciens MM. B. FONSECA, N'DIAYE, P. N'DIAYE, J. LOPEZ, C. BARBOSA, E. LOPI, A. BOCOUNTA à Dakar. E. AGBESSI, F. CADASSOU, R. MATHEY, J. PATCHAVI, M. YAO à Lomé, pour leur dévouement et leur compétence qui ont permis de réaliser sur place la plupart des analyses pédologiques classiques.

Je ne peux pas oublier les infatigables puisatiers voltaïques, MM. M. KAFANDO, P. KAFANDO, H. TAPSOBA et tant d'autres, sans l'ardeur, le dévouement et l'efficacité desquels il aurait été impossible de réaliser un tel travail avec des moyens très réduits. Je leur dois beaucoup, tant pour les travaux de cartographie que pour la réalisation des toposéquences qui servent de support à ce mémoire. Aux remerciements que je leur adresse, j'associe les chauffeurs MM. B. NIAPPA, G. ZOUNGRANA et tous ceux qui ont vécu avec nous cette laborieuse, dure, mais fructueuse et merveilleuse vie de brousse.

Mes remerciements vont également à Mme S. MASCRET qui a assuré la frappe avec beaucoup de compétence, de gentillesse et de dévouement, au Service des Editions à Mmes E. DECOBERT, M. HETUIN, J. LIAIGRE, H. VIEILLARD, Mlle S. DURAND, MM. A. BELLANDOUZ, J. BERTHE, C. CHAPPET, C.R. HIERNAUX, J. QUINET.

Enfin je dédis ce mémoire à mon oncle Abel SYLLA qui n'a pas eu le bonheur d'en voir la fin.

Premiere Partie

LE CADRE DE L'ÉTUDE

INTRODUCTION

Si les sols des régions tropicales humides ont fait l'objet de nombreuses études, on est par contre relativement moins informé sur ceux des régions semi-humides, du moins dans le domaine des recherches fondamentales, alors qu'ils ont fait l'objet de nombreux levés cartographiques.

Parmi les travaux de synthèse qui ont apporté une contribution certaine à la connaissance de ces sols, on peut citer : MAIGNIEN (1958, 1968), BOCQUIER (1971), PAQUET (1969), GAVAUD (1975), LEVEQUE (1976), WACKERMANN (1976), BOULET (1974), LEPRUN (1979), PION (1979).

Le travail présenté ici a été entrepris après treize années de caractérisation et de cartographie des sols au service du développement. Il se propose, avant tout, de répondre aux préoccupations du pédologue de terrain. Sa motivation est née à la suite de l'étude pédologique au 1/200 000 des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta (KALOGA, 1964, 1965, 1966 a, 1966 b, 1970 a, 1971), de celle du Sénégal Oriental au 1/200 000 (feuille de Dalafi, KALOGA, 1966 c) et de celle de l'ensemble de la Haute-Volta au 1/500 000, dans laquelle je me suis occupé de la Région Centre-Sud (KALOGA, 1969 a, 1969 b, BOULET et al., 1970).

La cartographie de ces régions s'est révélée d'une extrême complexité, et elle n'a abouti, même au 1/200 000 qu'à la différenciation d'unités cartographiques complexes (associations de deux ou plusieurs sols). Les liens entre les différenciations pédologiques apparaissent souvent mal dans ces associations qui semblent être de simples juxtapositions de sols.

Le but de cette étude est de tenter de mieux préciser ces différenciations pour une meilleure compréhension et une meilleure utilisation de la carte pédologique : sa motivation part donc de cette dernière et ses résultats doivent y revenir. Pour cela, des toposéquences de sols ont été réalisées dans un bassin versant représentatif des problèmes qui se posent dans ces régions, le bassin versant de Basséko, également étudié par le Service Hydrologique de l'ORSTOM. Les caractéristiques morphologiques des régions étudiées imposent aux toposéquences des longueurs inhabituelles pour des études détaillées. L'étude de ce bassin versant est complétée par celles de deux toposéquences situées respectivement au Nord-Est (à Sakoula) et au Sud (à Nobéré). Cette dernière sera seulement évoquée. Elle devrait être également complétée dans une démarche exhaustive, par celle des vieux reliefs

qui domine la plaine à l'échelle de la région : hautes collines birriennes et hauts versants cuirassés (dont le bassin versant de Basséko ne montre que de minuscules témoins). Mais, ce deuxième volet débouche sur une étude détaillée du cuirassement, qui représente à elle seule un deuxième mémoire. Elle a été réalisée, mais ne pourra qu'être évoquée ici.

Le plan du mémoire sera donc le suivant :

La première partie est consacrée au cadre de l'étude.

Le premier chapitre donne la localisation et les caractéristiques climatiques de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta, en brosse une esquisse géologique (étendue à l'ensemble de la Haute-Volta) et une esquisse géomorphologique.

La deuxième partie est consacrée à l'étude des toposéquences de sols dans le bassin versant de Basséko (toposéquences de Yerma, de Bissighin et de Basséko) et de la toposéquence de Sakoula.

Le deuxième chapitre traite de la toposéquence amont ou toposéquence de Yerma.

Le troisième chapitre de la toposéquence aval en direction du collecteur secondaire ou toposéquence de Bissighin.

Le quatrième chapitre de la toposéquence aval en direction du collecteur principal ou toposéquence de Basséko.

Le cinquième chapitre consacré à la caractérisation chimique et physico-chimique des sols et des matériaux du bassin versant de Basséko, utilise l'analyse factorielle des correspondances pour préciser leurs évolutions géochimiques.

Le sixième chapitre traite de la dynamique actuelle de l'eau et de la géochimie des nappes.

Le septième chapitre traite de la toposéquence de Sakoula.

La troisième partie donne les interprétations générales et tente une explication de la carte pédologique de la Région Centre-Sud à partir des résultats de l'étude, ainsi qu'une comparaison de cette carte avec celles d'autres régions de Haute-Volta et d'autres pays d'Afrique Occidentale (Togo, Bénin).

Le huitième chapitre traite du cuirassement et de la dynamique actuelle des sols : applications à la compréhension de la carte pédologique.

Le neuvième chapitre traite des processus d'altération et des relations entre l'altération kaolinique et l'altération en minéraux à trois couches : applications à la compréhension de la carte pédologique.

Chapitre I

LE CADRE PHYSIQUE DE L'ÉTUDE

I. Localisation.

La Haute-Volta occupe une position centrale en Afrique de l'Ouest. La Région Centre-Sud (fig. 1) est née d'abord d'un découpage pour les besoins de la cartographie des sols au 1/500 000. Elle forme pourtant une entité géographique qui correspond globalement aux bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. Seuls les coins Sud-Ouest (drainé par la Volta Noire) et Nord-Est (drainé vers le Niger par la Sirba et quelques affluents de la Faga) n'appartiennent pas à cet ensemble.

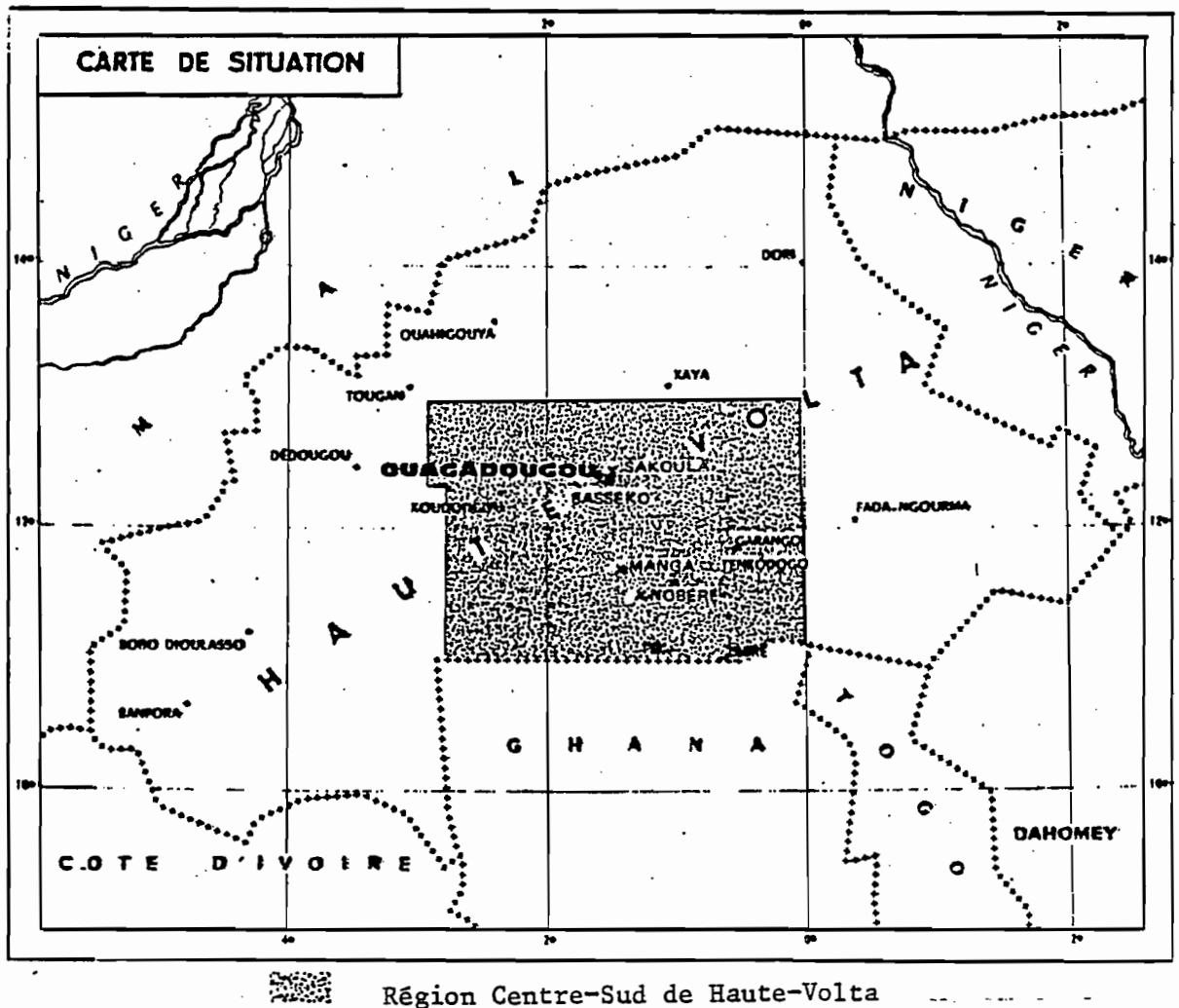
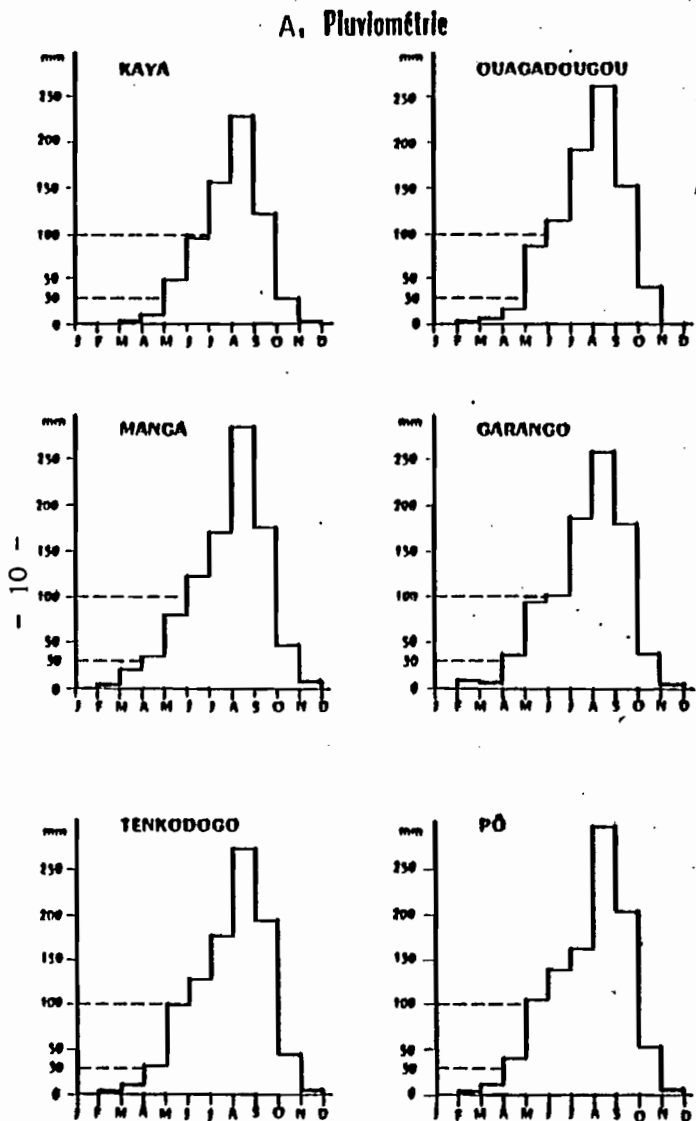
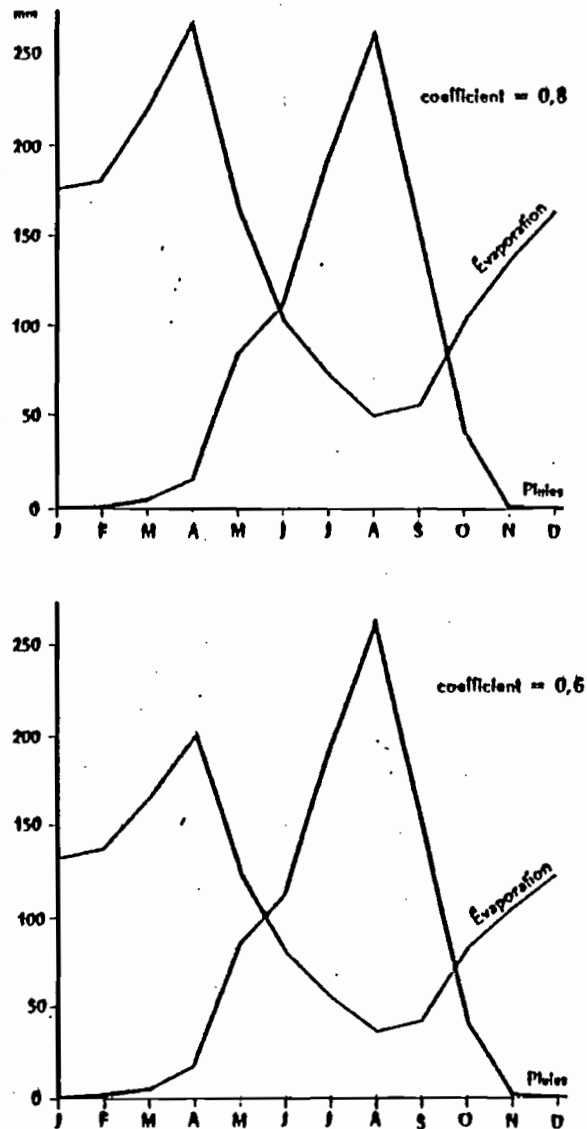


Fig. 1 - Localisation des zones d'étude en Haute-Volta.

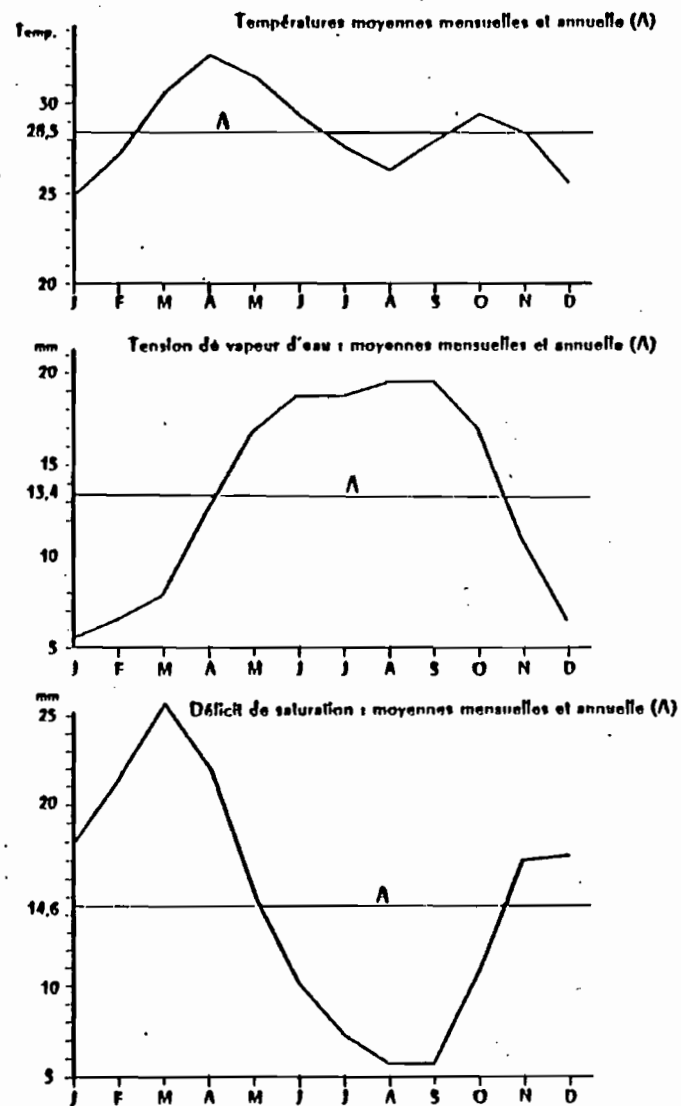
Fig. 3 - Quelques caractéristiques du climat des zones d'étude



B - Estimation du drainage mensuel OUAGADOUGOU



C - Climatologie de OUAGADOUGOU



Le climat est sahélo-soudanais au Nord et soudano-guinéen au Sud : on est donc à la charnière des climats arides et des climats humides. Les figures n° 2 (pluviométrie) et 3 (températures, tension de vapeur d'eau et déficit de saturation) en donnent les principaux éléments.

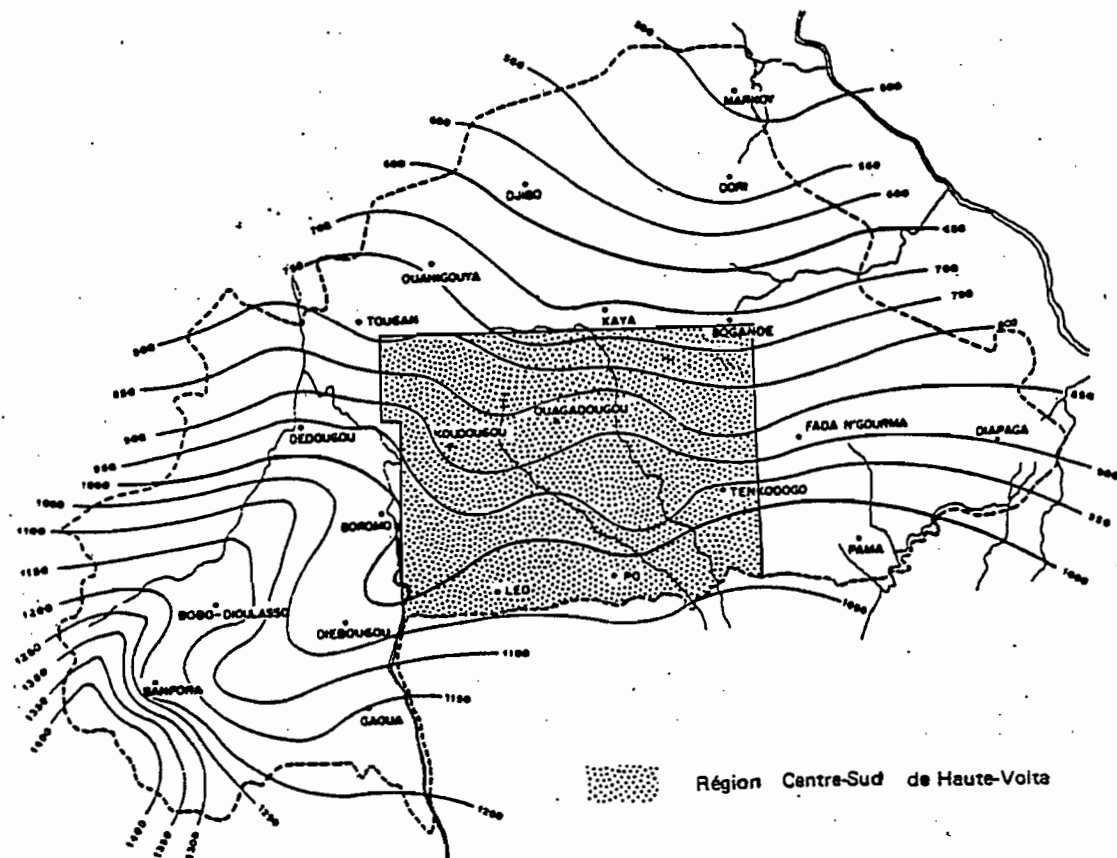
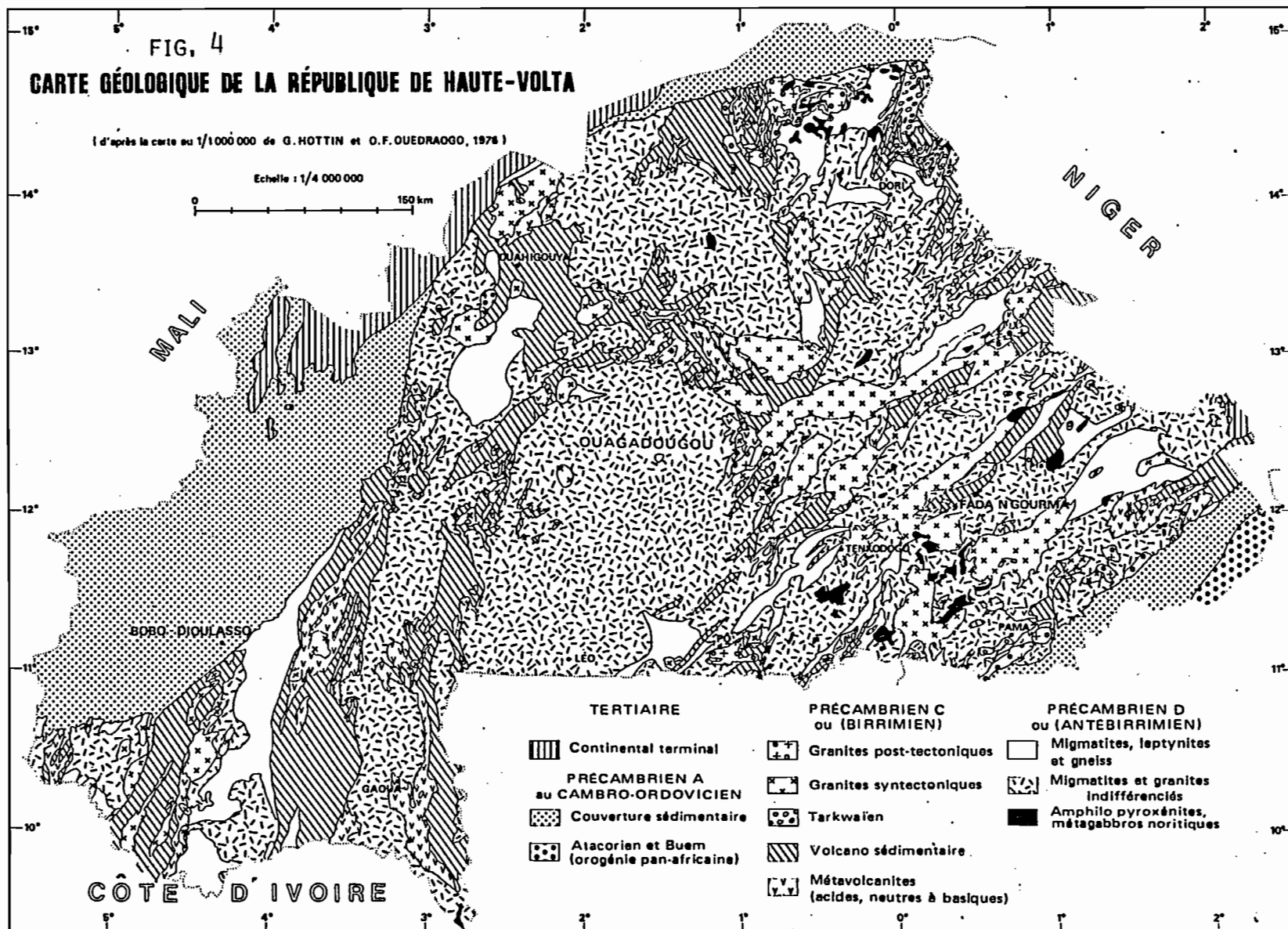


Fig. 2 - Isohyètes annuelles moyennes de Haute-Volta (ASECNA, 1966).

II. Esquisse géologique (fig. 4).

Pour les besoins de la troisième partie de cette étude, l'esquisse géologique concerne l'ensemble de la Haute-Volta. Elle est empruntée à la carte géologique de la Haute-Volta à 1/1 000 000 (HOT-TIN et OUEDRAOGO, 1975).

La majeure partie du substratum de la Haute-Volta est constituée des formations du Précambrien inférieur (Antébirrimien) et du Précambrien moyen (Birrimien). Les formations du Précambrien supérieur et du Cambro-Ordovicien les recouvrent sur les bordures Ouest, Sud-Est et Nord.



A. *Les formations du Précambrien inférieur.*

Le Précambrien inférieur ou Antébirrimien "forme l'ossature de la majeure partie de la Haute-Volta, sous forme de vastes noyaux à prédominance granito-migmatitique, sur lesquels se moulent les formations épimétamorphiques, rarement mésométamorphiques, des sillons birrimiens".

On distingue :

- les migmatites et les granites indifférenciés qui couvrent la majeure partie de la Région Centre-Sud. Ils donnent une plaine à petits affleurements inégalement répartis de migmatites hétérogènes et de granites calco-alcalins variés : termes mésocrates granodioritiques à biotite amphibole à termes leucocrates à biotite avec passées porphyroïdes, bouffées de pegmatites et veines aplitiques.
- les migmatites à biotite, plus rarement à biotite et amphibole, à composition d'ensemble granodioritique qui sont concentrées à l'Ouest du pays, mais sont également bien représentées dans le Sud-Est de la Région Centre-Sud (degré carré de Tenkodogo).
- les migmatites à amphibole et biotite-amphibole, à composition granodioritique à monzonitique avec des septas amphiboliques, qui sont concentrées à l'Est du pays et dans le Sud-Est de la Région Centre-Sud (degré carré de Tenkodogo).
- les migmatites leptynitiques et les leptynites qui constituent des lentilles dans les migmatites de l'extrême Nord-Est du pays (Oudalan). Au Sud-Est par contre (degrés carrés de Fada N'Gourma, de Diapaga et de Tenkodogo), elles constituent des masses importantes de "roches claires, massives, à grain fin, légèrement planaires, dépourvues de biotite mais avec le plus souvent d'assez nombreux grains dispersés de magnétite et d'une amphibole type hornblende.
- les formations gneissiques diversifiées, qui sont également concentrées dans la partie orientale du pays. Au Nord-Est, les faciès schisteux et micaschisteux avec intercalations quartzitiques fréquentes dominant dans l'Oudalan, tandis que sur le degré carré de Sebba, ce sont des gneiss à amphiboles avec intercalations quartzitiques. Au Sud-Est, ce sont des septas dispersés dans les migmatites (c'est le cas sur le degré carré de Tenkodogo dans la partie Sud-Est de la Région Centre-Sud).
- les formations basiques : septas d'orthoamphiboles, d'amphibolo-pyroxénites, de métagabbros, communs dans la partie orientale du pays (degré carré de Tenkodogo, en ce qui concerne la Région Centre-Sud), beaucoup plus rares dans la partie occidentale ; formations de Sidi-kay (métabasites à caractère volcanique ou volcano-sédimentaire) dans le Nord-Est (Région de l'Oudalan).

B. *Les formations birrimiennes.*

1. *Le Birrimien métamorphique.*

Il constitue de larges bandes NNE à NE, à l'Ouest et à l'Est du pays, NNW au Nord.

a. Le Birrimien sédimentaire.

C'est essentiellement une formation pélitique ou détritique à épimétamorphisme. Il correspond principalement au groupe de Riziam (DUCELLIER, 1963) : schistes argileux, quartzites divers. Il comporte en outre des roches volcanosédimentaires à extension plus réduite : schistes manganésifères, schistes et quartzites ferrifères, schistes graphiteux, tufs, grauwackes, gondites, schistes (sériciteux et pyriteux). Ces roches sont limitées aux bordures Nord-Ouest et Nord de la Région Centre-Sud. On les retrouve à l'Est sur le degré carré de Tenkogo.

b. Le Birrimien d'origine volcanique.

Il correspond au groupe de Dacola (DUCELLIER, 1963) ou groupe des "roches vertes". On y observe une prédominance des termes basiques à neutres : métaandésites, metabasaltes, microdiorites, microgabbros, dolérites, diorites... Des faciès ultrabasiques ont été mis en évidence, notamment au Nord de la Région Centre-Sud (régions de Ouga-Yarcé et de Korsimoro). Ils se présentent sous la forme de corps lenticulaires, associés aux laves (péridotites serpentinisées et pyroxénolites). Les termes acides sont représentés par des diorites quartziques, microdiorites quartziques, dacites, rhyolithes.

c. Le Tarkwaïen.

Il est cité pour mémoire à cause de sa faible extension. Les faciès tarkwaïens sont des sédiments continentaux détritiques grossiers, peu ou pas métamorphisés (conglomérats très grossiers à éléments volcaniques prédominants) attribués au Birrimien supérieur.

2. Le Birrimien plutonique.

Son importance est variable selon que l'on y inclut ou non le socle de granites et migmatites indifférencié (granito-gneiss de SAGATZKY, 1954) qui a été considéré comme antébirrimien.

On distingue selon le type de gisement :

- les granites syntectoniques ou granites "baoulés", en massifs concordants. Ils sont caractérisés le plus souvent par une texture orientée due à l'influence de l'orogénèse éburnéenne. Ils correspondent à ce qui a été rattaché à l'Antébirrimien sous le nom de granites et migmatites indifférenciés. Ce sont des granites calco-alcalins. Ils vont des faciès mésocrates granodioritiques orientés à biotite et amphibole, aux faciès leucocrates à biotite, peu ou pas orientés.
- les granites post-tectoniques en massifs discordants mis en place après l'orogénèse éburnéenne. La texture est massive. Ils ne sont ni orientés, ni cataclasés. La composition est homogène mais variée ; elle va des granodiorites aux granites alcalins et syénites.

Ce problème sera repris par la suite dans ses relations avec la distribution des sols.

C. Les formations sédimentaires du Précambrien supérieur ou Cambro-Ordovicien.

Dans les parties occidentale et septentrionale du pays, il s'agit de :

- formations à dominante gréseuse, à intercalations schisteuses et calcaro-dolomitiques rares (partie occidentale) ;
- "formations hétérogènes de schistes argileux, lentilles gréso-quartzitiques subordonnées, grès quartzitiques carbonatés, calcaires et dolomies intercalaires, brèches et conglomérats intraformationnels, jaspes du Gourma" ;
- formations calcaro-dolomitiques assurant la jonction entre les deux groupes précédents.

Dans la partie Sud-Est du pays, il s'agit des formations à dominance gréseuse du bassin voltaïen surmontées par les schistes pélitiques et phanites à niveaux calcareux et phosphatés du cambro-ordovicien (HOTTIN et OUEDRAOGO, 1975).

On n'observe pas ces formations dans la Région Centre-Sud.

D. Les formations sédimentaires du Tertiaire : le continental terminal.

Il est surtout localisé sur les bordures Nord (Plaine du Gondo) et Est (zone Est de Diapaga) du pays. Le faciès est gréseux à l'Est, argilo-sableux plus ou moins bariolé dans la plaine du Gondo.

III. Esquisse géomorphologique.

A. Les éléments du relief.

La région étudiée est une plaine à faibles pentes, d'où émergent des buttes cuirassées ou/et des inselbergs rocheux. Son altitude, de l'ordre de 250 à 300 m, s'abaisse autour de 200-280 m dans la partie Sud-Est.

Cette plaine est dominée par :

- les reliefs vigoureux du Birrimien volcanique qui forment un véritable complexe montueux dans la région de Pilimpicou où ils culminent à 549 m. Ailleurs ce sont de petits chaînons dont les altitudes sont moins élevées (450 à 520 m). Ils sont surtout nombreux dans la partie Nord (coin Nord-Ouest et extrême Nord de la zone centrale) où ils sont cernés de nombreuses buttes cuirassées étagées. Dans la partie Sud, le Birrimien volcanique forme encore quelques collines aux pentes abruptes qui culminent à 406 m près de Tiébélé.
- des collines granitiques isolées ou groupées dont les leptynites, les migmatites leptynitiques et les granites intrusifs forment toute une série dans une bande SW-NE entre Pô et Tenkodogo. Les altitudes sont moins élevées que pour les reliefs birrimiens. Elles culminent à

447 m au Pic de Naouri au Sud de Pô.

On distingue, dans la plaine, deux grands types de modelés :

- un modelé de longs glacis à très faibles pentes qui est lié à l'omniprésence des cuirasses ou des altérites kaoliniques qui leur sont sous-jacentes, mais qui ne lui est cependant pas spécifique.
- un modelé plus ondulé à interfluves plus courts, à pentes plus fortes, à sommets larges et convexes, qui est localisé dans la partie Sud-Est (degré carré de Tenkodogo) et caractérisé par une dissection intense par le réseau hydrographique.

B. Morphologie des buttes cuirassées dans les régions birrimiennes.

Les sommets des inselbergs birrimiens les plus élevés sont souvent tabulaires et recouverts par une cuirasse.

Les buttes cuirassées qui les entourent ont une morphologie de tables monoclinales qui semblent s'élancer vers eux avec une pente variable, pouvant dépasser 10 % et même exceptionnellement 20 à 25 %. Elles s'appuient rarement sur les inselbergs, mais en sont séparées par une dépression à fond plat qu'elles commandent par un escarpement vertical, tandis que les extrémités inférieures vont se fondre progressivement dans la plaine (fig. 5 a), ou peuvent aussi en être séparées par un escarpement cuirassé (fig. 5 b). Les buttes cuirassées peuvent conserver cette disposition en "chiens assis" face à une dépression où l'on n'observe pas d'inselbergs ou seulement de modestes chicots rocheux.

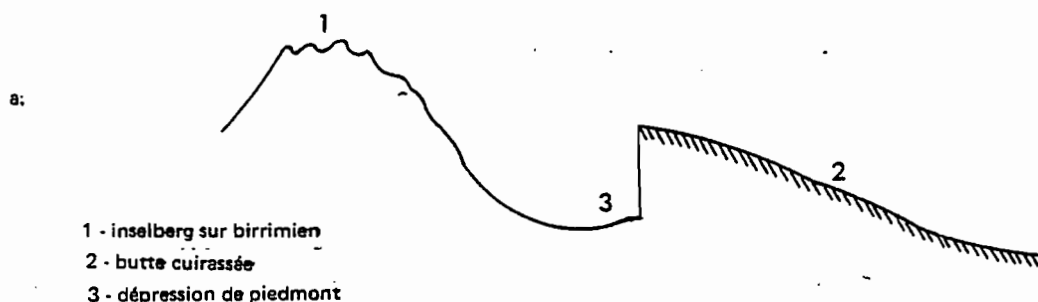


Fig. 5 - Morphologie des buttes cuirassées en région birrimienne

Ce modelé monoclinale peut aussi se décomposer en deux tables séparées par un escarpement cuirassé (fig 5 b) : on observe ainsi un emboîtement de trois surfaces topographiques (un haut niveau, un moyen niveau et un bas niveau constitué par la plaine elle-même). Le haut niveau peut être fortement disséqué par l'érosion et porter une végétation arbustive dense. L'escarpement par lequel il domine le moyen niveau est alors festonné. Ce dernier est au contraire une table cuirassée, non disséquée par l'érosion, à aspect de "bowal" nu ou à végétation herbeuse à base de *Loudetia togoensis* avec quelques rares arbres (*Lannea acida*, *Sterculia setigera*).

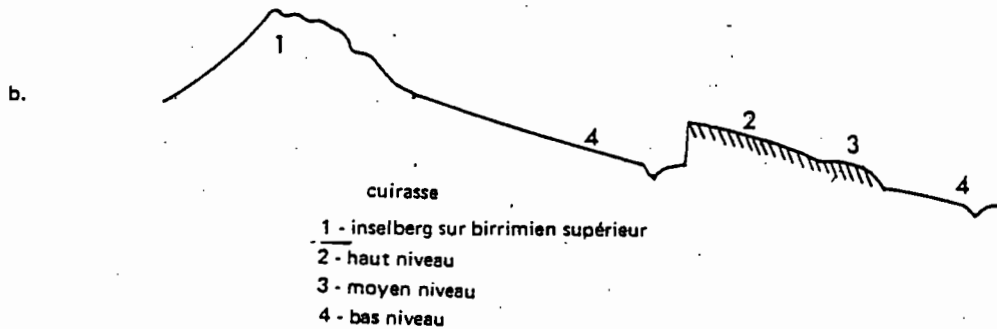


Fig. 5 Morphologie des buttes cuirassées en région birrimienne

Parfois, ces tables cuirassées ont moulé des têtes de versants de petits "marigots" qui semblent descendre d'un relief imaginaire aujourd'hui disparu et remplacé par une plaine (fig. 6). On retrouve de petites têtes de versants de ce type dans la partie Sud sur le degré carré de Pô (fig. 7).

Par endroits, les tables cuirassées sommitales des inselbergs birrimiens se prolongent vers la plaine par un versant à pente assez forte, également cuirassé. L'emboîtement des surfaces topographiques permet ainsi de distinguer :

- deux niveaux supérieurs : la table cuirassée sommitale et le versant qui le prolonge vers la plaine ;
- trois niveaux inférieurs : le haut niveau, le moyen niveau et le bas niveau.

C. Signification morphogénétique des différents niveaux.

En transposant en Haute-Volta les résultats des travaux de VOGT (1959) et de MICHEL (1959), j'avais relié (KALOGA, 1965 et 1966 a) les cinq niveaux décrits ci-dessus aux cinq dernières surfaces d'érosion que ces auteurs avaient reconnues ailleurs et qui sont :

- la surface éocène (table cuirassée sommitale des inselbergs birrimiens).
- le relief intermédiaire (versant en pente qui relie la surface précédente aux suivantes) d'âge supposé pliocène.
- le haut glacis (haut niveau).
- le moyen glacis (moyen niveau).
- le bas glacis (bas niveau).

Fig. 6 - Tête de versant moulée par les cuirasses ferrugineuses près du village de Imiyougou. (Haut versant cuirassé de Imiyougou).

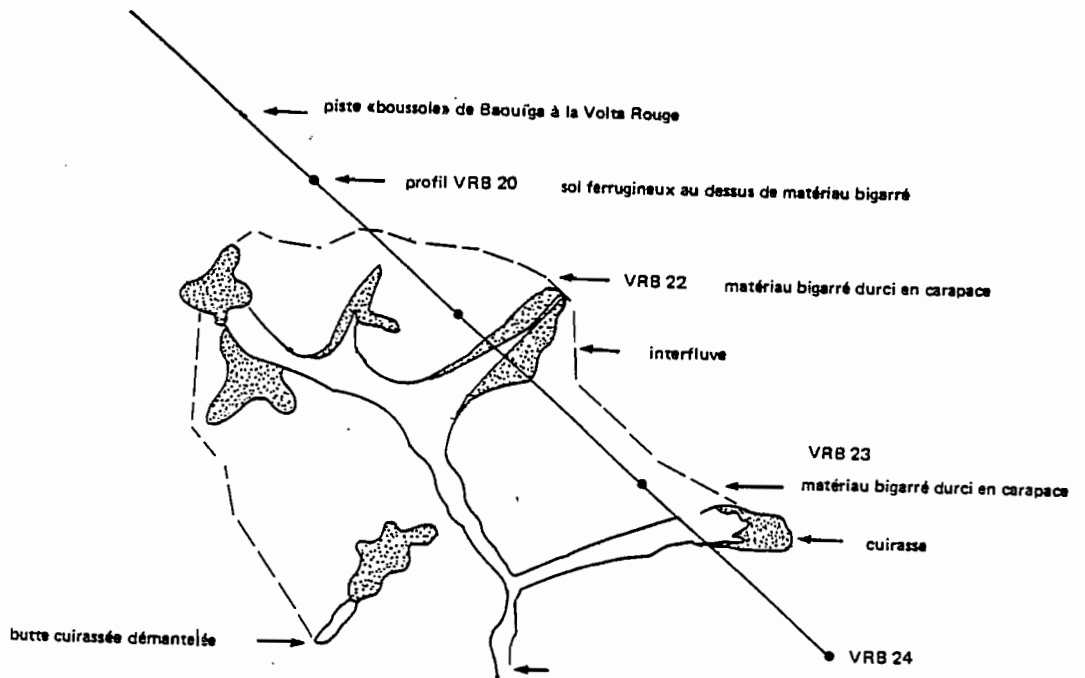
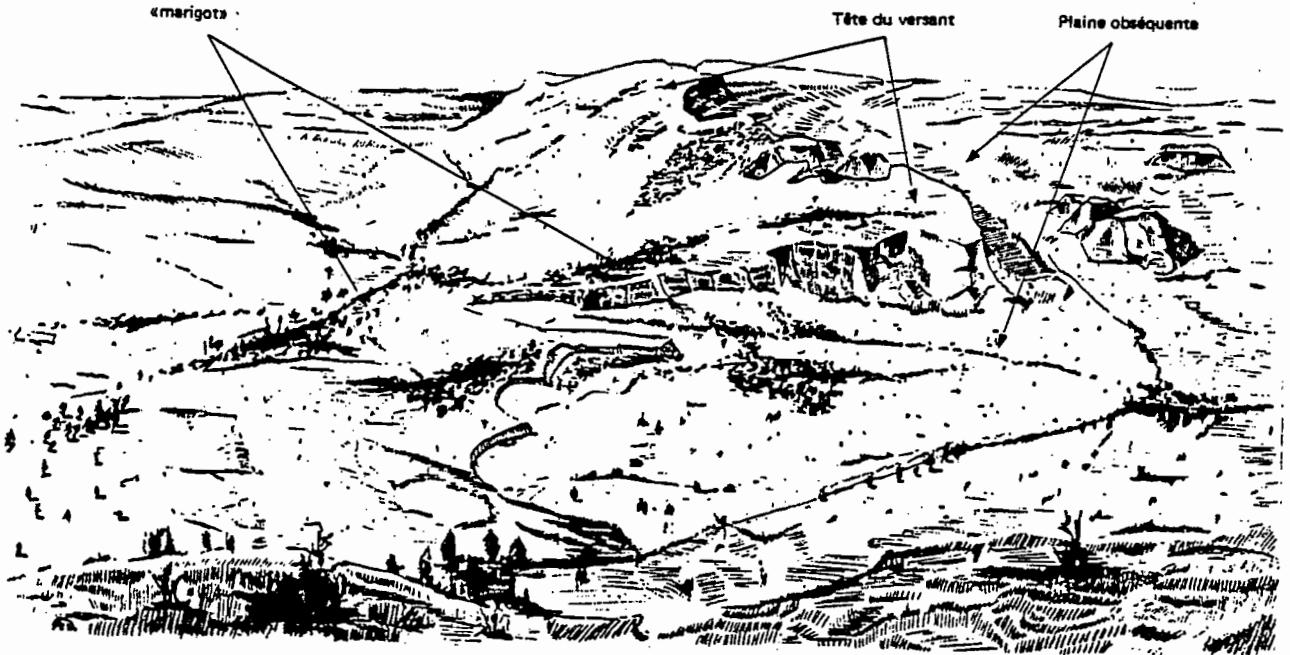


Fig. 7 - Localisation des cuirasses dans un petit bassin versant de la région de Baouïga (rive droite de la Volta Rouge, au niveau de la route de Ouagadougou à Léo).

Ces trois dernières surfaces sont quaternaires. Elles ont été façonnées sous des climats secs et ont évolué ensuite sous des climats humides qui ont permis l'induration des haut et moyen glacis (MICHEL, 1969).

Plus tard, VOGT (1968), BOULET (1968), LEPRUN (1969 a et b) confirment ce schéma. VOGT retrouve en Haute-Volta les terrasses fluviales associées à chacun des trois derniers niveaux (haute nappe, moyenne nappe et basse nappe). La haute nappe et la moyenne nappe sont cimentées par des cuirasses ferrugineuses. La basse nappe se compose :

- à l'amont d'un ancien "remblaiement de têtes" dont l'épaisseur est souvent de 5 à 10 m et qui comporte en profondeur des matériaux grossiers et mal classés ;
- à l'aval de graviers mal fournis en galets peu usés (au Nord de la Haute-Volta) ou de graviers à galets bien calibrés (au Sud de Ouagadougou).

Le bas niveau a subi une phase de dissection vigoureuse par un réseau hiérarchisé d'entailles. Celle-ci a été suivie d'une phase de dépôt pendant laquelle le réseau d'entailles est tapissé de manière plus ou moins continue de graviers dénommés "graviers sous berges".

Cependant, les travaux ultérieurs de LEPRUN (1972 et 1979) remettent en cause ce schéma : "les cuirasses ne sont pas des glacis cuirassés, mais elles sont irrégulières, ondulées, développées dans des altérations autochtones des roches mères. Les formes d'aplanissement actuel du relief en longues surfaces inclinées sont postérieures aux cuirasses qu'elles entaillent et dont elles combrent les dépressions".

D. Conclusion.

L'étude géomorphologique montre qu'à l'échelle de la région étudiée, le paysage est composé de trois parties qui constituent une séquence chronologique :

- les hauts reliefs (hautes collines birrimiennes) ;
- les hauts versants cuirassés (hauts niveaux et moyens niveaux) ;
- la plaine (bas niveau et bas niveau disséqué).

Deuxième Partie

**ÉTUDE DE TOPOSÉQUENCES DE SOLS
DANS LE BASSIN VERSANT DU MARIGOT DE BASSEKO**

INTRODUCTION

Présentation et choix du site d'étude

Le trait marquant de la carte pédologique au 1/500 000 de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta est la complexité de la répartition des différenciations des sols. Cette complexité atteint un degré élevé dans l'unité cartographique n° 50 (Sols à pseudogley hérité sur matériau argilo-sableux bigarré associés à lithosols sur cuirasses ferrugineuses et sols ferrugineux tropicaux remaniés sur matériau argilo-sableux). Cette unité, avec celle à caractères proches, occupe la majeure partie de la Région Centre-Sud. Ces unités cartographiques sont constituées en apparence d'une mosaïque de sols comprenant (KALOGA, 1969) :

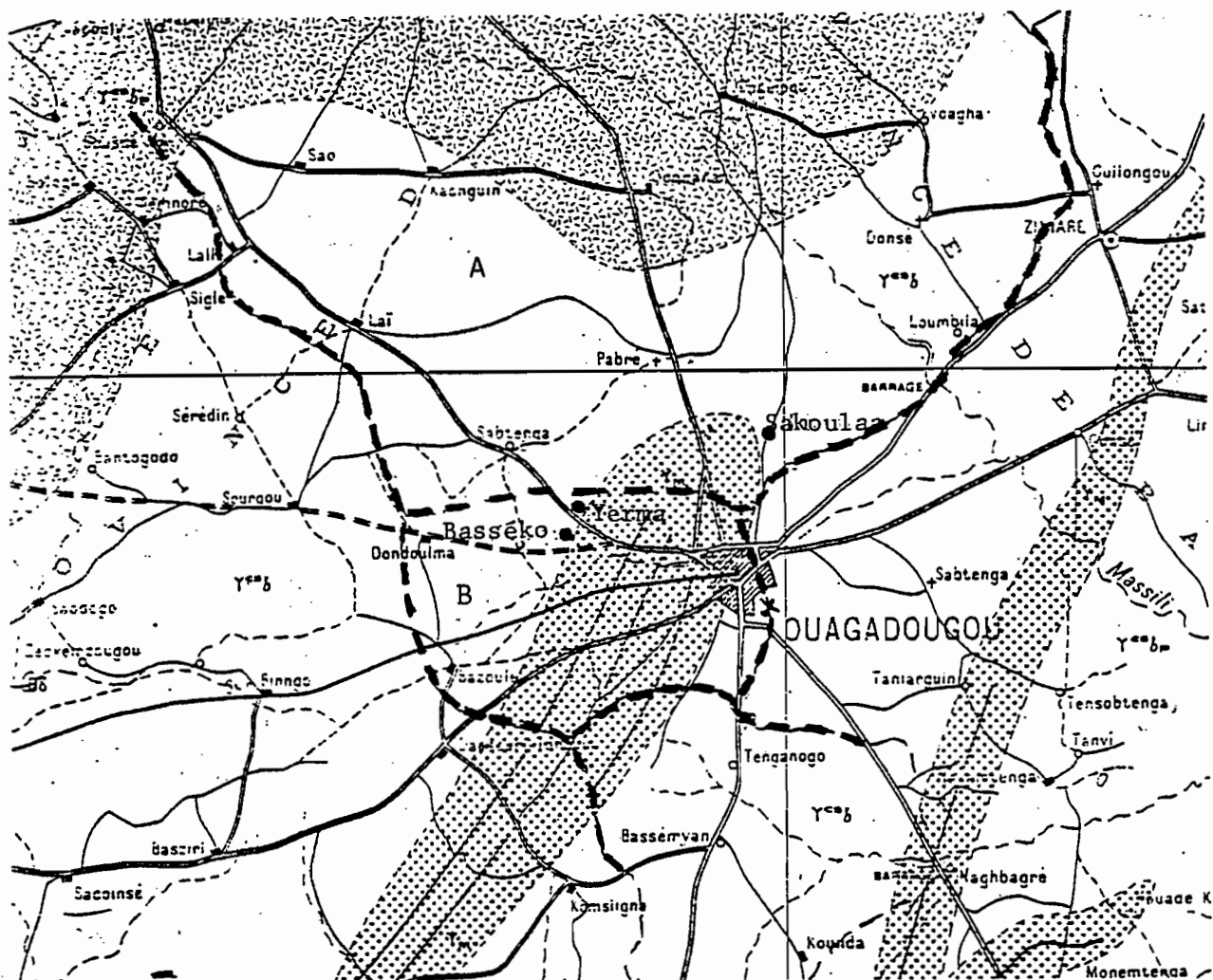
- des sols hydromorphes à pseudogley hérité sur matériau argilo-sableux bigarré ;
- des sols ferrugineux tropicaux remaniés sur matériau argilo-sableux en profondeur ;
- des lithosols sur cuirasse ferrugineuse ;
- des sols peu évolués sur matériau gravillonnaire au-dessus de cuirasse ou carapace ferrugineuse ;
- avec accessoirement des lithosols sur granites ou migmatites, des plages de sols du complexe d'altération montmorillonitique (vertisols, sols bruns eutrophes, sols halomorphes).

Certains de ces sols montrent par ailleurs des traits pédologiques de "lavage" (1) dont la signification et les relations avec les autres caractères n'ont pu être établies (KALOGA, 1969 d).

Etant donné que l'étude se propose de déchiffrer les relations entre ces différenciations, on a choisi de centrer les observations sur le bassin versant du marigot de Basséko dont l'étude pédologique a indiqué qu'il présente l'ensemble des caractères signalés ci-dessus.

En outre, ce bassin versant est situé en partie sur granite et en partie sur migmatites comme c'est le cas pour la majeure partie de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta. Il a fait l'objet d'études

(1) équivalent de "washing" en anglais, entraînement mécanique des particules fines, d'où une accumulation de sables blanchis.



Granites calco-alcalins syntectoniques

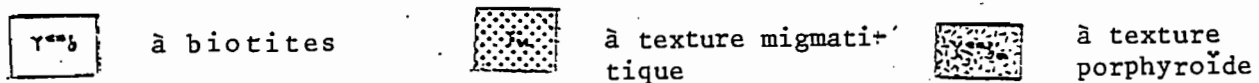


Fig. 8 - Localisation du bassin versant de Ouagadougou I ou bassin versant de Basséko dans la région de Ouagadougou et sur la carte géologique de reconnaissance de la Haute-Volta levée par DUCÉLLIER, 1963 pour le B.R.G.M.

- A Bassin versant de Lumbila
- B Bassin versant de Ouagadougou I ou de Basséko

hydrologiques (PYENS et KLEIN, 1964). Il fait partie des bassins versants de la région de Ouagadougou et a été dénommé bassin de Ouagadougou I par les hydrologues.

Il est situé dans la partie Ouest de la région de Ouagadougou (fig. 1 et 8). Les points d'étude sont localisés dans sa partie Nord-Ouest (fig. 9). Celle-ci est limitée au Nord par une ligne de buttes cuirassées qui constitue l'interfluve. Le long versant qui va de ce dernier au collecteur principal (qu'on appellera marigot de Basséko) peut être divisé en :

a. une partie amont qui est étudiée à travers une toposéquence principale, grossièrement Nord-Sud (sens de la pente vers le collecteur principal) ou toposéquence de Yerma, et une toposéquence secondaire NE-SW permettant de préciser les variations latérales de la première (fig. 9).

b. une partie aval où l'on distingue deux sous-versants :

- l'un à pente plus forte, en direction du collecteur secondaire de Bissighin (petit affluent du collecteur principal), étudié à travers une toposéquence principale ou toposéquence n° 1 de Bissighin et trois toposéquences secondaires (n° 2, n° 3 et n° 4) permettant de vérifier les variations latérales de la toposéquence principale.
- l'autre en direction du collecteur principal, qui est étudié à travers la toposéquence de Basséko.

Afin de préciser les variations par rapport au bassin versant de Basséko, deux autres toposéquences de sols ont été étudiées :

- l'une au Nord, près du village de Sakoula, dans le bassin versant de Lumbila (PYENS et KLEIN, 1964) (fig. 8) ;
- l'autre au Sud de Nobéré, en bordure de la Volta Rouge, sur le versant de droite d'un minuscule affluent de celle-ci (fig. 1).

L'étude de la toposéquence de Nobéré ne sera qu'évoquée lors de celle du bassin versant de Basséko. La toposéquence de Sakoula sera présentée comme une variation par rapport à ce dernier.

Chapitre II

ÉTUDE DU VERSANT AMONT : LA TOPOSÉQUENCE DE YERMA

Présentation (voir localisation sur la figure 9).

Cette toposéquence principale part de la ligne de buttes cuirassées de l'interfluve Nord pour aboutir sur un interfluve secondaire à l'intérieur du bassin versant. Cet interfluve secondaire limite à l'ouest le bassin d'un petit affluent du collecteur principal qu'on appellera marigot de Bissighin.

La toposéquence est sur les granites leucocrates à biotite, avec des passées surmicacées à biotite et amphiboles, des faciès leucocrates à grain grossier dans lesquels un peu d'amphiboles accompagne la biotite, et plus rarement des passées de migmatite hétérogène à biotite et amphiboles.

Les points d'étude (profils de sols) sont localisés sur les figures 10, 11 (KY 20 - KY1 à KY 26), 40 (KY 27 à KY 37).

La butte cuirassée d'où part la toposéquence a environ 85 m de long sur quelques mètres de large. Elle présente un petit escarpement cuirassé émergeant d'un talus gravillonnaire encombré de blocs de cuirasse. L'ensemble domine la plaine de 2 m 60 (à l'Ouest et au Nord) à 2 m (à l'Est). Au Sud, dans le sens de la toposéquence, le talus se raccorde progressivement à la plaine.

Cette butte ne constitue pas un relief isolé, mais fait partie d'une série d'autres, qui s'égrènent d'Ouest en Est, selon une ligne de crête dont l'altitude s'abaisse progressivement vers l'Est (fig. 9 et 12). Cet interfluve se rattache morphologiquement aux "hauts versants cuirassés". Il se prolonge à l'Ouest par une butte non tabulaire portant une carapace ferrugineuse, puis par des inselbergs de granite leucocrate massif, à grain moyen. Ce dernier affleure par énormes blocs en forme de dôme surbaissé ou de dos de baleine. Il s'agit d'affleurements homogènes sans filons de quartz.

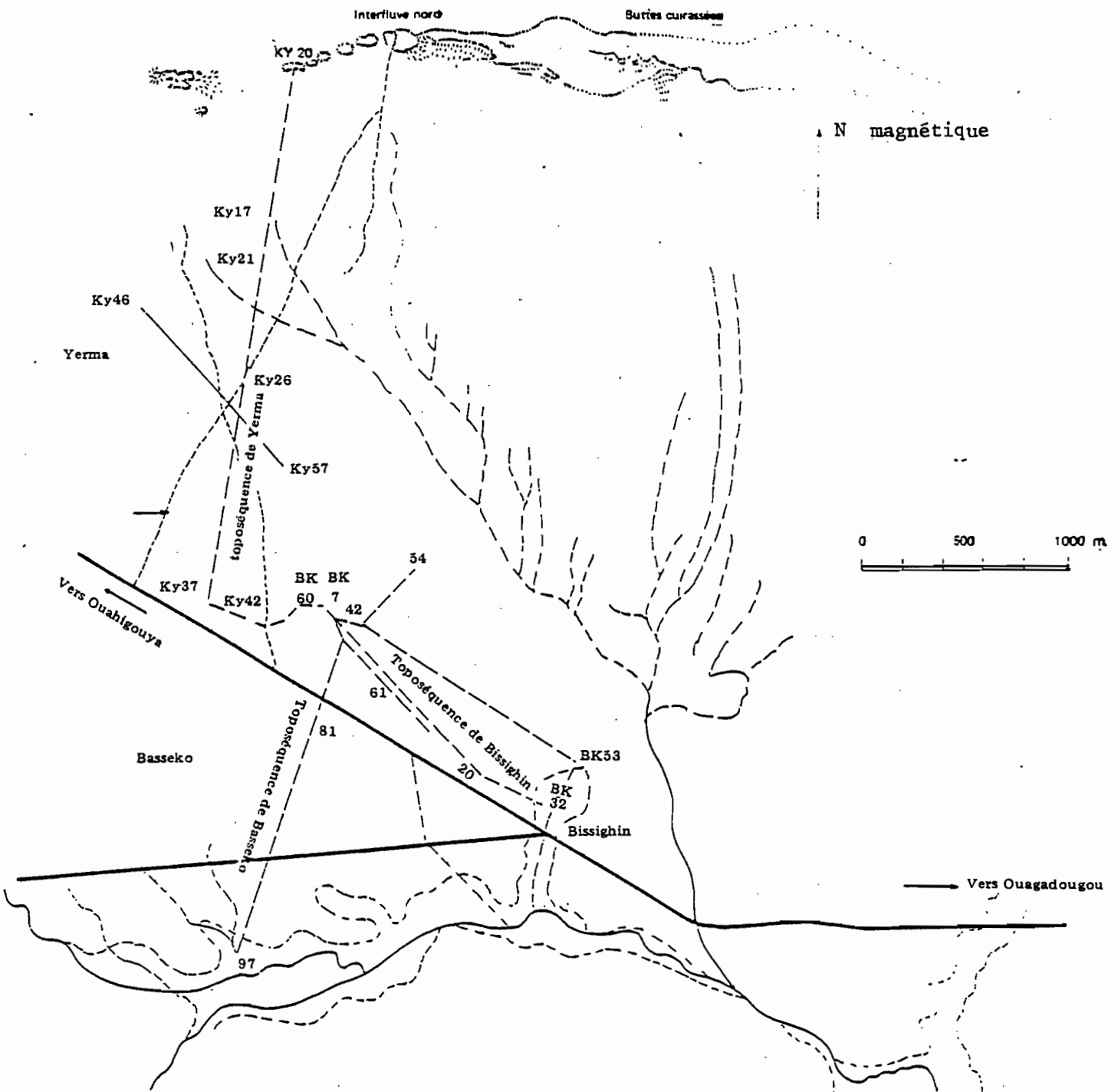


Fig. 9 - Localisation des points d'étude dans le bassin versant de Basséko.

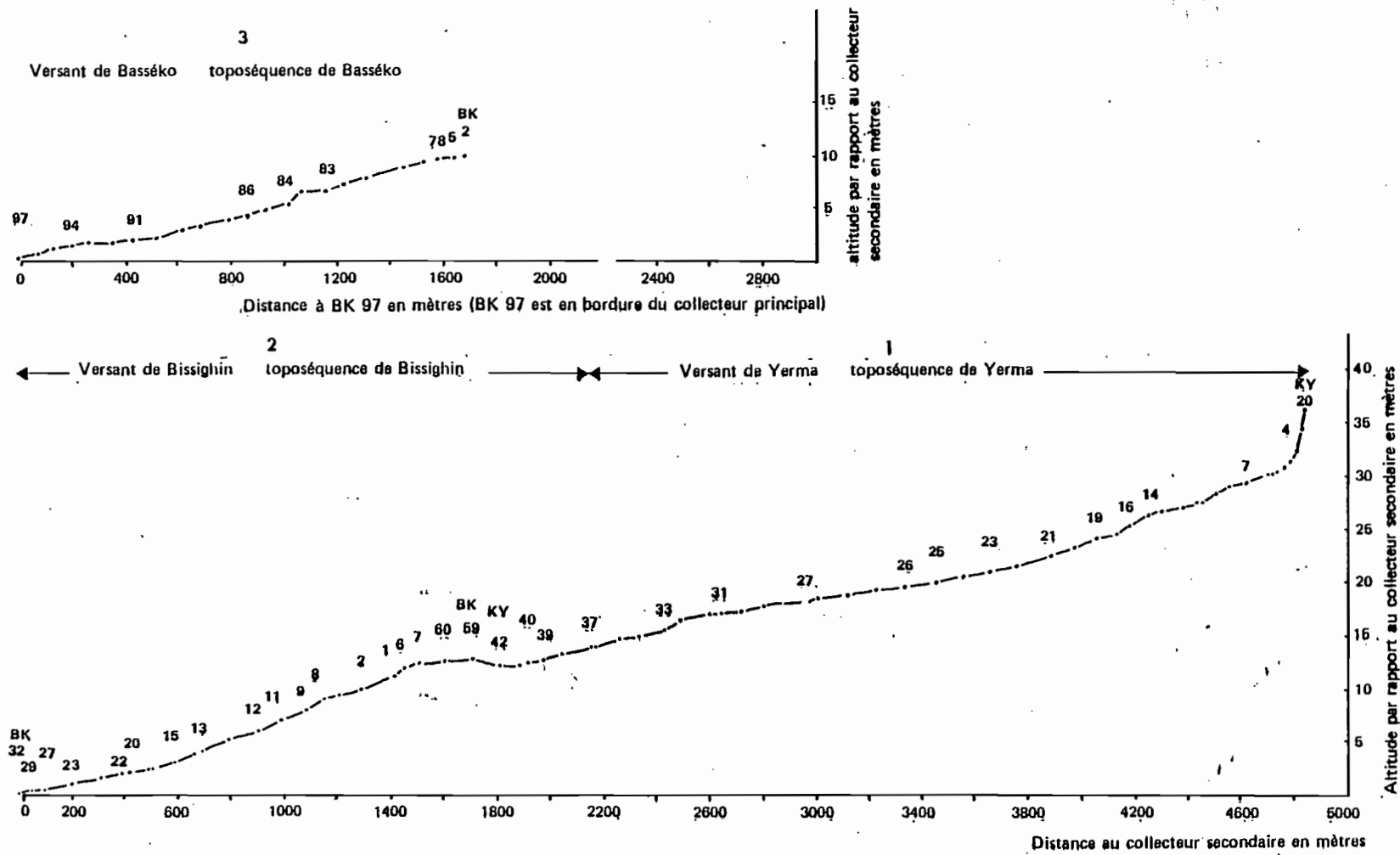
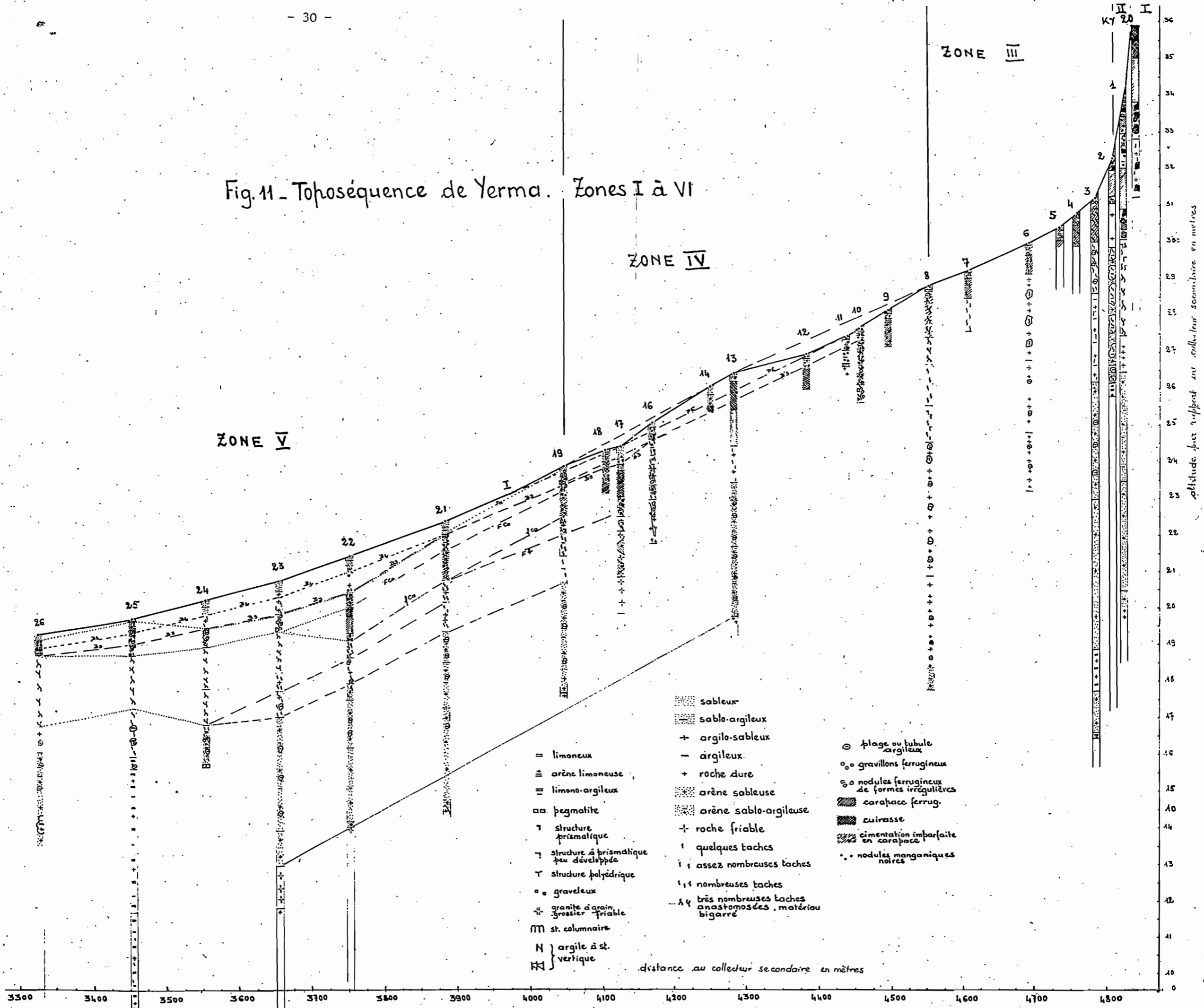


Fig. 10 - Profils en long des toposéquences principales dans le bassin versant de Basséko.

Fig. 11 - Toposéquence de Yerma. Zones I à VI



- ▨ sableux
- ▨ sable-argileux
- + argilo-sableux
- argileux.
- + roche dure
- ▨ arène sableuse
- ▨ arène sablo-argileuse
- + roche friable
- ▨ quelques taches
- ▨ assez nombreuses taches
- ▨ nombreuses taches
- ▨ très nombreuses taches anastomosées, matériau bigarré
- ▨ plage ou tubule argileux
- gravillons ferrugineux
- nodules ferrugineux de formes irrégulières
- ▨ carapace ferrug.
- ▨ cuirasse
- ▨ cimentation imparfaite en carapace
- nodules manganiques noirs
- = limoneux
- ▨ arène limoneuse
- ▨ limono-argileux
- ▨ pegmatite
- ▨ structure prismatique
- ▨ structure à prismatique peu développée
- ▨ structure polyédrique
- ▨ graveleux
- ▨ granite à grain grossier friable
- ▨ st. colonnaire
- ▨ argile à st. verticale

distance au collecteur secondaire en mètres

altitude par rapport au collecteur secondaire en mètres

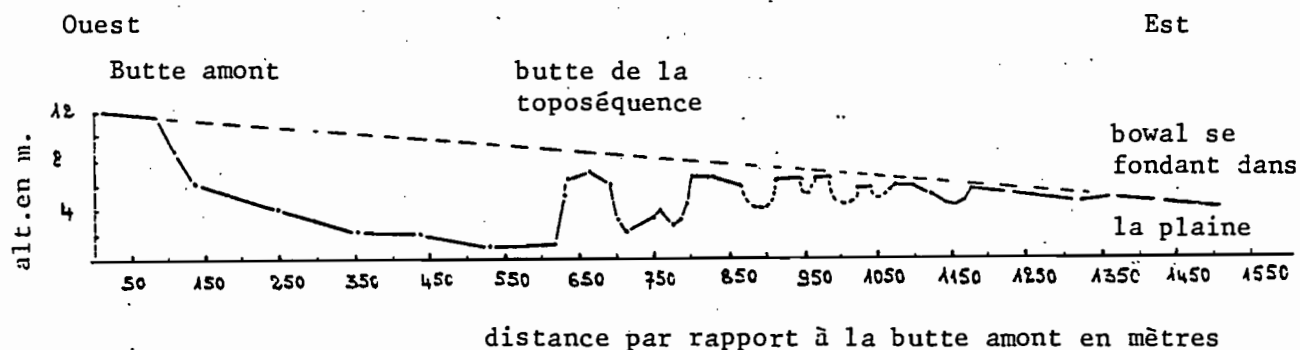


Fig. 12 - Profil en long de la ligne de buttes cuirassées de l'interfluve Nord du bassin versant de Basséko.

En allant de l'Ouest vers l'Est, la première butte cuirassée tabulaire domine la plaine par un talus de 6 m, tandis que l'avant dernière ne la domine que de quelques dizaines de centimètres. La dernière est un large "bowal" qui se fond progressivement dans la plaine en direction "du marigot" de Pabrè. Les blocs qui jonchent sa surface ont un aspect de carapace ferrugineuse feuilletée. Après une pente qui est un véritable champs de pierres, elle se raccorde à la plaine par un vaste "bowal" à *Loudezia togoensis*. La morphologie de l'ancienne surface topographique est donc celle des versants cuirassés monoclinaux décrits dans l'étude géomorphologique. La plaine dans laquelle se développe la toposéquence est obséquente par rapport à cette surface topographique.

La toposéquence de sols traverse donc deux surfaces topographiques distinctes : la butte cuirassée et la plaine obséquente. La première comprend la table cuirassée sommitale et le talus gravillonnaire. La seconde comprend d'amont en aval :

- une concavité au pied du talus ;
- une zone convexo-concave ;
- une zone très légèrement concave à extension plus grande ;
- une zone légèrement convexo-concave.

On décompose ainsi le paysage en six éléments ou zones qui seront étudiés successivement du point de vue pédologique.

I. Les formations pédologiques de la table cuirassée sommitale (Zone I).

Elles sont représentées par le profil KY 20.

A. *L'organisation macromorphologique du profil KY 20.*

1. Description.

Il comprend :

- un ensemble d'horizons indurés en cuirasse (0-91 cm) et carapace (91-210 cm), à faciès conglomératique (1) contenant de nombreux nodules ferrugineux de type gravillonnaire. (2) à cassure rouge violacé. La cuirasse est démantelée en gros blocs séparés par de larges fentes (dont une horizontale) remplis de gravillons ferrugineux, avec un caillou de granite sain dans la fente horizontale.

- un horizon jaune rouge clair (210-470 cm limite inférieure du profil), à taches gris blanchâtre diffuses et à taches rouges peu nombreuses, à structure massive, à cohésion très forte (horizon très durci, à texture difficile à apprécier (pectisation des colloïdes) paraissant sablo-argileuse à argilo-sableuse. Il contient des pierres (*) de cuirasse à faciès, et des gravillons ferrugineux nombreux à sa partie supérieure (210-310 cm).

2. Interprétation.

L'organisation de l'ensemble d'horizons indurés en cuirasse, puis carapace (diminution progressive de l'induration du haut en bas du profil) signale une évolution in situ du profil induré. La couleur de l'horizon jaune rouge sous-jacent indique une faible teneur en oxyhydroxydes de fer cristallisés, un durcissement qui relève plus d'une peptisation des colloïdes que d'un cuirassement. La continuité avec la carapace sus-jacente n'est assurée que par la présence des gravillons ferrugineux et des cailloux de cuirasse. Mais l'induration de ces derniers par rapport à la carapace sus-jacente suggère qu'ils appartiennent plutôt à un épisode de cuirassement différent. Les caractères de l'horizon jaune rouge en font donc :

- soit un horizon de transition dans les processus de cuirassement qui ont engendré le profil induré sus-jacent ;

- soit un horizon comportant des témoins d'un autre épisode de cuirassement.

(1) terme purement descriptif sans connotation allochtoniste ;

(2) gravillon ferrugineux = nodule de forme arrondie, à patine externe, à cassure souvent rouge foncé à rouge violacé.

(*) pierre est pris au sens granulométrique du terme : éléments de plus de cm de diamètre apparent.

(*) cailloux

B. La composition minéralogique.

1. Détermination par diffraction des RX.

Le tableau n° 1 donne la composition minéralogique de quelques échantillons avec une séparation des éléments figurés (G) de leur emballage (S).

Tableau n° 1. Analyse minéralogique par diffraction de RX de quelques échantillons du profil KY 20 (terre totale).

horizons	échantillons	Kaolinite		Quartz	Hématite HÉ	Goethite GO	Hé/GO en %	Gibbsite	interstratifiés + micas
		teneurs	(020)/(010) en %						
cuirasse 42 - 91 cm	20.2 G	++	40	+	+++	++	55	traces	traces
	20.2 S	+++	56	+++	++	+++	20		
horizon jaune rouge clair 214-230 cm	nodules 20.6 G	+++	28	+	++++	++	70	traces	traces
	emballage 20.6 S	++	47	++	+	++	15		
	pierre de cuirasse 20.7	++	52	+++	++	+++	30		

+ un peu ; ++ moyennement représenté ; +++ bien représenté ; ++++ très bien représenté.

2. Interprétation.

Les matériaux constitutifs du profil sont fortement altérés (kaolinite + oxy-hydroxydes de fer + quartz et éventuellement des traces de gibbsite). Les nodules sont beaucoup plus riches en hématite que les cuirasses et carapaces qui les cimentent. Ils montrent en même temps une kaolinite plus abondante et bien ordonnée contre une kaolinite désordonnée dans leurs matériaux d'emballage.

La composition minéralogique des matériaux constitutifs du profil indique une altération ferrallitique avec éventuellement un début d'allitisation.

On constate en outre que :

- les teneurs les plus élevées en hématite (aussi bien par rapport à la goethite que par rapport au quartz) s'observent dans les gravillons de l'horizon jaune rouge (20.6 G) ;
- les pierres de cuirasse de l'horizon jaune rouge (20.7) sont plus riches en hématite que la cuirasse sommitale (20.2 S).

Or, LEPRUN, 1979, étudiant les profils indurés de Haute-Volta, y observe, du bas vers le haut, "un accroissement de l'hématite aux dépens de la goethite". Cet accroissement de la proportion de l'hématite

aux sommets des profils ou dans les cuirasses ou les sols les plus vieux est confirmé par la plupart des auteurs (SEGALEN, 1964 ; HAMILTON, 1964 ; SCHWERTMANN, 1971). Les variations des proportions de l'hématite le long du profil KY 20 suggèrent donc que *le cuirassement sommital est surimposé dans des matériaux hérités d'un profil induré plus ancien*, comme l'indique également l'organisation macromorphologique.

Dans les gravillons ferrugineux, l'augmentation de la proportion d'hématite (et de l'ensemble des oxy-hydroxydes de fer) se fait aux dépens du quartz et non de la kaolinite, qui est alors mieux cristallisée au contraire, et accompagnée de traces de phyllites à trois couches (micas et interstratifiés). La formation de l'hématite ne résulte donc pas d'une évolution qui déstabilise la kaolinite.

C. La composition chimique.

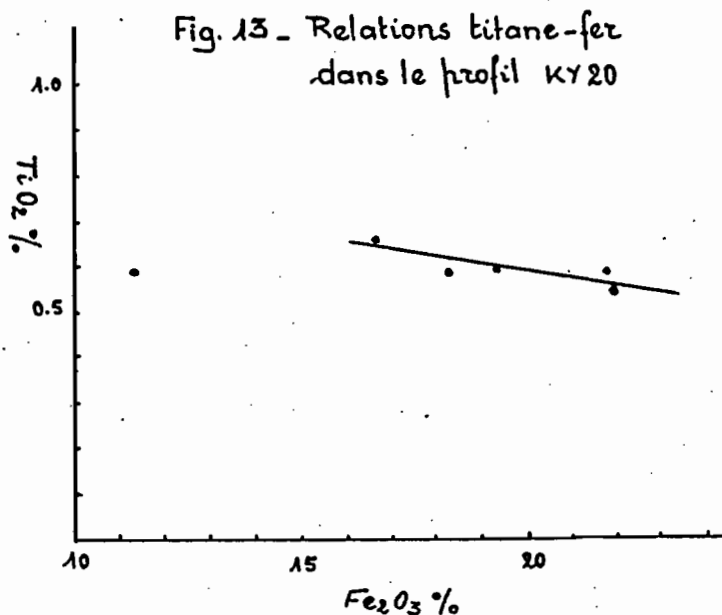
Les échantillons ont été traités par attaque triacide avec analyse du résidu d'attaque.

Dans la cuirasse (0-91 cm) et dans l'horizon jaune rouge, les teneurs en Al_2O_3 insolubles sont négligeables (0.08 à 0.04 %), celles de K_2O soluble sont très faibles (0.15 à 0.20 %) et celles de MgO soluble négligeables. Le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction soluble au triacide est de l'ordre de 2 dans tout le profil (1.89 à 2.03). Les cailloux de cuirasse de l'horizon jaune rouge clair n'ont pas été analysés. Les teneurs en titane sont relativement faibles (0.55 à 0.66%)

En principe, l'attaque triacide ne dissout que les minéraux secondaires et épargne les minéraux primaires qui constituent le résidu d'altération. Cependant, cette séparation n'est qu'approximative parce que la vulnérabilité des minéraux primaires est variable en fonction de leur structure et de leur degré d'altération (NJOPWOUO, 1975). C'est ainsi que les micas sont dissous pour une très large part (80 % et plus).

Théoriquement, l'attaque triacide dissout les minéraux secondaires et épargne les minéraux primaires qui constituent le résidu d'altération. Etant donné que les micas sont dissous par le réactif triacide, l'appréciation du résidu d'altération devra donc tenir compte de K_2O et MgO solubles. Connaissant la nature des minéraux primaires de la roche, la composition chimique du résidu d'altération permet d'en déterminer la composition minéralogique (LENEUF, 1959 ; RODE, 1964 ; BOCQUIER, 1973). Dans le bassin versant de Basséko, les minéraux primaires sont essentiellement le quartz, les plagioclases (albite, oligoclase), le microcline, la biotite et éventuellement les amphiboles (hornblende). On peut donc dire que Al_2O_3 insoluble est lié aux silicates d'alumine, K_2O insoluble au microcline, Na_2O insoluble essentiellement aux plagioclases, CaO insoluble aux plagioclases et aux amphiboles, MgO insoluble aux amphiboles, K_2O soluble aux micas, MgO soluble aux micas et éventuellement aux produits secondaires contenant du magnésium.

et inversement proportionnelles à celles du fer : la régression est linéaire (fig. n° 11).



Ces résultats indiquent une altération complète des minéraux primaires en kaolinite, à l'exception du quartz. Il s'agit d'une altération ferrallitique sans allitisation. Si l'on admet que dans l'accumulation relative du fer, le titane l'accompagne, les relations de ces deux éléments dans les horizons indurés indiquent que ces derniers sont imputables à une accumulation absolue de fer.

D. Conclusion.

Les enseignements principaux de l'étude du profil KY 20 sont :

- des matériaux constitutifs issus d'une altération ferrallitique,
- une pédogenèse au moins biphasée : emboîtement de deux profils pédologiques relevant de deux phases d'évolution différentes, avec le plus ancien à la partie inférieure. Les éléments indurés de ce dernier sont les plus riches en hématite et seraient ainsi les témoins d'un vieux profil ferrallitique induré.

III. Les formations pédologiques du talus gravillonnaire (Zone II, sur le flanc de la butte).

Le talus gravillonnaire (Zone II) a une très faible extension (25 m environ). Un seul profil, KY 1, y a été réalisé.

A. Organisation macromorphologique du profil KY 1.

1. Description.

Le profil est situé sur le haut de la pente gravillonnaire et caillouteuse descendant de la table cuirassée sommitale. Il comprend :

(1) un ensemble d'horizons (0-78 cm) essentiellement constitués de nodules ferrugineux de formes irrégulières, à cassure rouge à quelques taches noires, associés à des cailloux de cuirasse conglomératique brun rouge et rouille à quelques taches noires plus ou moins nombreuses.

(2) un ensemble d'horizons (78-126 cm ; 126-178 cm ; 178-220 cm) argileux à nombreux gravillons ferrugineux, à structure massive à cohésion forte ; faiblement induré (carapace à induration très faible) de 78 à 126 cm, avec, dans la partie supérieure, quelques grosses pierres de cuirasse et une porosité alvéolaire plus grossière ;

(3) une carapace ferrugineuse conglomératique (nombreux gravillons ferrugineux) rouge à taches blanches (220-330 cm) ;

(4) un ensemble d'horizons d'abord essentiellement constitué de gros nodules ferrugineux à cassure rouge et noire (330-392 cm), puis de grosses pierres de cuirasse non conglomératique (392-415 cm) dans une terre fine rouge clair, argileuse, avec une limite inférieure très ondulée (380-460 cm) ;

(5) un ensemble d'horizons tachetés : gris blanchâtre, jaune, rouille (415-505 cm), puis bigarrés : grandes taches jaunes, rouille, petites plages blanchâtres représentant des pédotubules (505-680 cm), argileux ; à structure prismatique petite à moyenne assez bien développée (415-505 cm), puis moyennement développée avec une tendance polyédrique (505-680 cm) ; à revêtements argileux rouge clair superposés à des revêtements blanchâtres sur les faces des agrégats ;

(6) un ensemble d'horizons à lithostructure conservée très secs :

- arène jaune 5 YR 7/6 à piquetis rouge jaune, à pédotubules gris blanchâtre, à texture sablo-argileuse (680-780 cm) ,
- arène jaune pâle (5 Y 8/4) à pédotubules gris blanchâtre à texture sablo-argileuse (780-1080 cm), puis sableuse (1080-1380 cm) et se réduisant alors facilement en poussière,
- arène blanchâtre, sableuse, se réduisant facilement en poussière, mais à feldspath potassique non altéré ; passe brusquement au granite.

(7) la roche massive : un granite leucocrate à biotite très rare, à 1425 cm.

2. Analyse et interprétation.

Les ensembles (5), (horizons tacheté et bigarré) et (6), (ensemble d'horizons à lithostructure conservée) constituent la base d'un profil ferrallitique que la sécheresse extrême des arènes désigne comme non fonctionnel. L'ensemble (5) d'horizons tachetés à bigarrés est inexistant en KY20. Il n'est donc pas une constante du profil induré.

Les ensembles d'horizons à phase indurée se divisent d'après la nature des nodules ferrugineux en trois grandes familles (correspondant respectivement aux ensembles (1), (2), (3) + (4) qui résultent

Tableau n° 2. Etude micromorphologique du profil KYI : l'altération des minéraux.

	roche massive	àrène jaune pâle			àrène à piquetis rouge	horizon bigarré		
	1.30	partie inf. 1.28	partie moyenne 1.26	partie sup. 1.24	1.21	1.20	partie inf. 1.18	partie sup. 1.15
amphiboles	non observées	non observées				pseudomorphose par le fer		
plagioclase	-altération partielle (zone centrale), plasma kaolinique argilasépique constellé de séricites et de petits cristaux de kaolinite ; le reste du cristal est microfissuré. -altération complète en séricite et kaolinite	Plasma kaolinique argilasépique						Tous les minéraux primaires sauf le quartz sont complètement altérés mais la pédoplasmatation ne permet pas de suivre les filiations
		+ séricite non altérée	+ séricite partiellement kaolinisée		+ séricite plus fréquemment kaolinisée	+ séricite complètement kaolinisée		
biotite	Plusieurs faciès de transformations : -en chlorbiotite avec petits amas d'hydroxydes de fer et de titane. -décoloration partielle (plages à pléochroïsme faible, brun jaune-brun jaune pâle) ou généralisée (faciès de muscovite) -intercalation de feuillets de kaolinite (Pl. I,1) -kaolinisation sur les bords	macrokaolinite avec des feuillets de biotite décolorée (Pl. I,2) -décoloration généralisée (pléochroïsme très faible brun pâle-incolore) -faciès rayuré : alternance de feuillets brun figés (non pléochroïques, rouges en LR) et de feuillets décolorés	macrokaolinite beaucoup plus fréquente (avec encore quelques feuillets de biotite décolorée) -intercalation de feuillets de kaolinite dans la biotite décolorée	transformation quasi complète en macrokaolinite (avec parfois quelques feuillets à biréfringence plus élevée)	Transformation complète en macrokaolinite (Pl. I,3)		totallement déferrifiée (brun pâle) ou non (grandes lamelles brun sombre figées, souvent déchirées, distorsion plus ou moins forte, et parfois faciès balai à une extrémité (Pl. I,4)	
microcline	Début d'altération : épaissement des clivages par un plasma brun pâle ; parfois microfissuration	fortement envahi par le plasma brun pâle	faciès spongieux (envahi par un plasma brun rouge très nombreuses cavités)	complètement altéré et non identifiable				

toutes du démantèlement de cuirasses, conglomératiques pour les deux familles supérieures, non conglomératiques pour la famille inférieure. Ces matériaux sont donc issus du démantèlement d'au moins deux profils indurés, dont l'un est à faciès conglomératique. Les deux familles inférieures comportent chacune, au sommet, une phase d'induration continue (carapace) : cela représente un emboîtement de deux épisodes de cuirassement à faciès conglomératique commandés par des niveaux de base différents. *L'organisation de la partie supérieure du profil (ensemble d'horizons à phase indurée) est donc très complexe. Elle suggère l'emboîtement de plusieurs phases de cuirassement dont au moins certaines sont séparées par une phase de démantèlement.*

B. L'étude micromorphologique du profil KY 1.

1. Description.

Les tableaux n° 2 et 3 résument les données micromorphologiques essentielles. Il faut ajouter, en ce qui concerne la partie supérieure de l'horizon bigarré (1.15) que l'on observe, en outre, quelques nodules (plages de fond matriciel à plasma brun foncé), à structure micronodulaire à micropolyédrique, avec des ferriargilanes rouges emplissant les vides les plus importants (Pl. II, 2), des fragments de ferranes à structure concentrique (Pl. II, 3).

2. Analyse et interprétation.

a. L'altération des minéraux.

De la roche massive à l'arène blanchâtre, les plagioclases sont très rapidement altérés d'où l'écrasement facile en poussière. Leur kaolinisation passe en partie par une production de séricite. L'altération de la biotite est également assez rapide. Elle commence dès la roche massive par une décoloration (évolution vers un faciès de muscovite) avec kaolinisation des franges et intercalation de feuillets de kaolinite. La décoloration gagne rapidement. Elle est totale dès la partie inférieure de l'arène jaune pâle où il ne subsiste de feuillets non décolorés que ceux qui sont oxydés avec expulsion d'une partie du fer, restant cependant sur le cristal (feuillets brun non pléïochroïques, rouge jaune en LR). Dans l'horizon bigarré on observe la pseudomorphose par les oxy-hydroxydes de fer et la kaolinite. La kaolinisation gagne plus progressivement et n'est totale qu'au sommet de l'arène jaune pâle (1.21). Dans l'horizon bigarré, l'abondance des biotites kaolinisées dont les lamelles brun sombre résistent beaucoup plus à la décoloration que le plasma environnant, indique une passée mésocrate micacée de la roche mère.

Les amphiboles, observées seulement dans l'arène jaune à piquetis rouge (1.20), ne montrent qu'un faciès d'altération, la pseudomorphose par les oxy-hydroxydes de fer. Le microcline résiste un peu plus que la biotite. Mais, à la partie supérieure des arènes (sommet de l'arène jaune pâle, 1.21), l'ensemble des minéraux primaires autre que le quartz est complètement altéré (en kaolinite, oxy-hydroxydes de fer, et un peu de séricite), cependant que la séricite résiste encore bien. Celle-ci disparaît dans l'horizon bigarré (1.18) : *il s'agit d'une altération ferrallitique typique, mais sans allitisation. Elle est beaucoup plus soustractive dans les faciès leucocrates (arène jaune pâle) que dans les faciès mésocrates (horizon bigarré).*

Tableau n° 3. Organisation micromorphologique du profil KY1.

	roche massive KY 1.30	KY 1.28 à KY 1.24	KY 1.21	KY 1.20	KY 1.18	KY 1.15
Squelette	quartz plagioclases séricite microcline biotite	quartz séricite microcline biotite	quartz séricite		quartz réparti par plages grains de 0,75 à 1,5 mm de type polycristallin, aspect sale, interstices incrustés de plasma brun foncé	quartz : grains très fins à gros (0,75 à plus de 1 mm) et alors de type polycristallin
Structure du fond matriciel	isaltérite massive	isaltérite à nombreux vides de dissolution (Pl. I, 5)			isaltérite à vides beaucoup moins nombreux	pédoturbation avec nombreux vides (cavités, chenaux, fissures)
plasma	plasma brun pâle, parfois argilo-fer- rique brun dans les micro-fis- sures des plagiocla- ses	Plasma argilasépique et cristique (altéroplasma)				plasma brun foncé à larges plages décolorées brun pâle à incolores (Pl. I, 6) dominantes par endroits, à plages résiduelles brun foncé, localisées autour des vides lorsque la décoloration est poussée ; structure vo- argilasépique : épaisses couches de ferriargilanes, de ferranes, d'argilanes, remplissant ou tapissant les vides, avec parfois un aspect de "bibendom" parfois grignotés ou tronqués par des plages de fond matriciel à plasma brun pâle à incolore et à fragments de ferriargilanes ou d'argilanes (Pl. II, 4) cutanes complexes formés de lits concentriques de ferriargilanes et de fond matriciel à squelette très fins avec une couche basale plus grossière, ou de lits de quartz avec un plasma masépique (Pl. I, 6)
		ferriargilanes rouge clair à brun rouge à structure concen- trique (vosépique). (Pl. I, 5)	argilanes et ferriargilanes dans les vides, séparations plasmiques brun foncé de formes quelconques ou suivant les contours des cristaux ou de leurs fantômes		assemblage plus ou moins diffus de plages : - brun foncé, opaques - brun rouge à brun rouge clair, parfois assemblage réticulé de plasma cristique de macrokaolinite ; parfois structurée micronodulaire - brun pâle à incolore avec nombreuses taches résiduelles brun rouge ou brun rouge foncé autour des vides ou le long des clivages de biotites kaolinisées + argilanes et ferri- argilanes dans les vides (vosépique)	

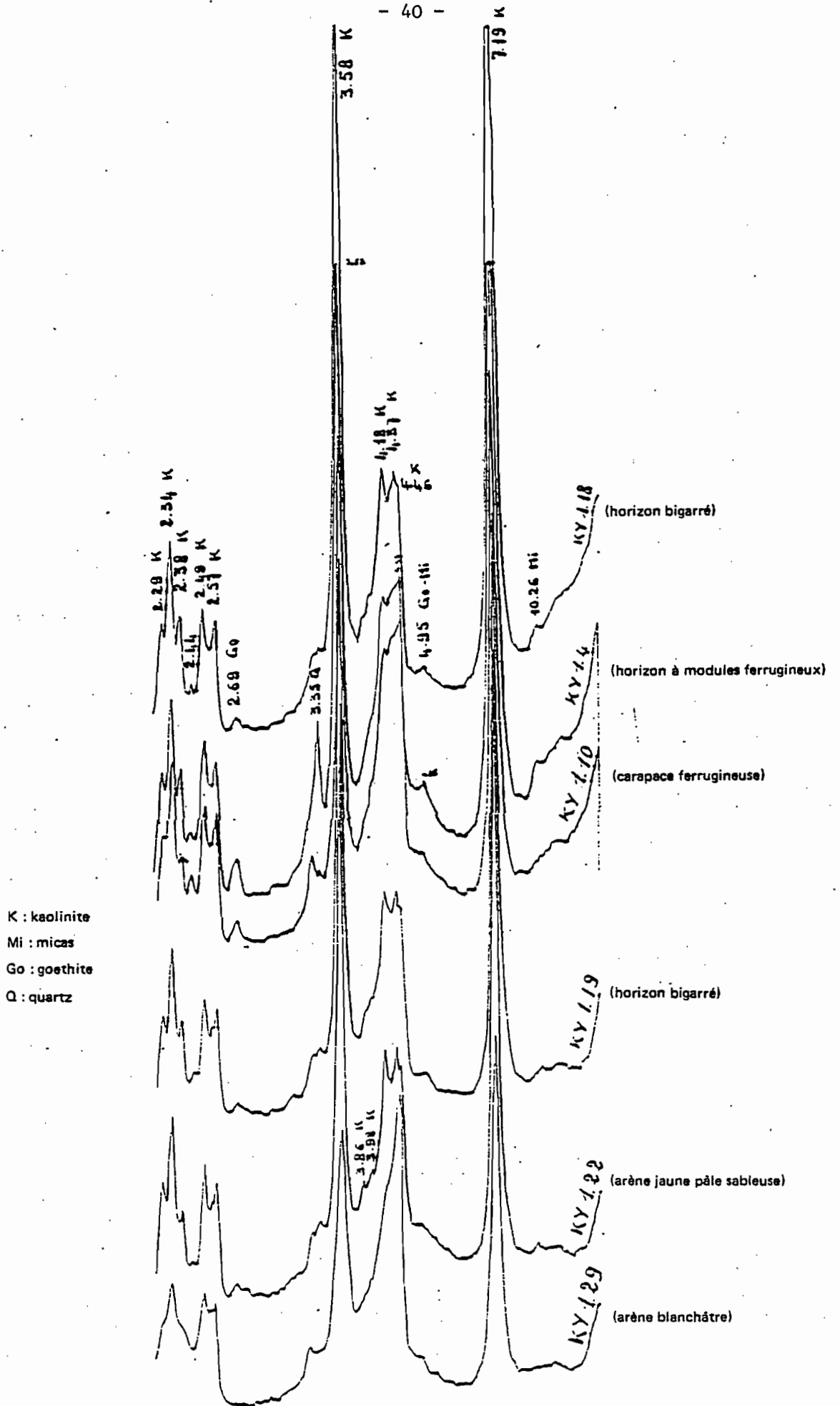


Fig. 14 - Diffractogramme de rayons X des fractions argileuses du profil KY1 (diagramme de poudre).

b. L'organisation micromorphologique.

Dans l'ensemble des arènes et dans la partie inférieure de l'horizon bigarré, on a un altéroplasma dans lequel on observe une mobilisation précoce du plasma dans les nombreux vides de dissolution. L'horizon bigarré se distingue par l'apparition de plages décolorées résultant d'une remobilisation et d'un lessivage du fer postérieurs à la phase d'altération ferrallitique. La partie supérieure est caractérisée en outre par une intense pédoturbation qui détruit la structure d'isaltérite (altérite à lithostructure conservée), dont il subsiste quelques reliques (nodules à structure micropolyédrique à micronodulaire *), et elle montre une évolution en plusieurs phases :

- une phase d'illuviation intense d'argile et de fer (ferriargilanes),
- une phase de remaniement partiel de ces cutanes avec des striotubules,
- une phase d'hydromorphie (remobilisation du fer) responsable au moins en partie du faciès tacheté ou bigarré.

c. L'étude minéralogique.

1. La composition minéralogique des différentes fractions granulométriques.

a. Les fractions argileuses.

L'analyse par diffraction des rayons X montre que les fractions argileuses sont constituées de kaolinite quasi exclusive du haut en bas du profil, avec de légères traces de micas, et, jusqu'à 1.18 (605-625cm), d'un peu de goéthite et d'hématite (fig. 14).

Caractéristiques de la kaolinite

Dans les écailles de la roche massive (1.29), la kaolinite est très désordonnée, de type fire clay.

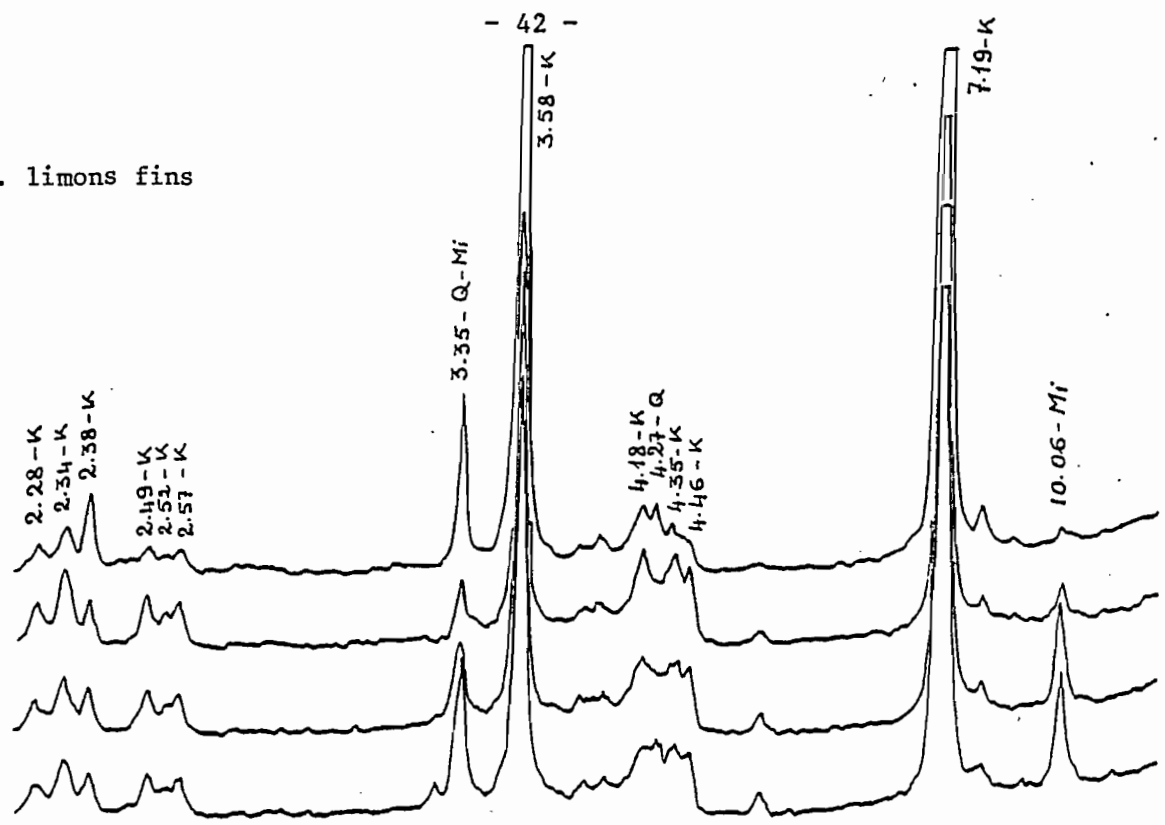
A la partie inférieure de l'arène (arène à microcline, 1.28 (1345-1365 cm) à 1.23 (940-960 cm), elle est bien ordonnée, avec, en 1.28, un développement nettement plus accusé des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). Cette augmentation des intensités des réflexions (ool) coïncide avec une nette élévation du rapport TiO_2/Al_2O_3 par rapport à tous les autres échantillons d'arène.

A la partie supérieure de l'arène (arène à microcline complètement altéré, 1.22 (870-890 cm) à 1.20 (720-740 cm), la kaolinite est bien ordonnée. Elle ne se distingue de celle de l'arène à microcline que par un développement plus grand des réflexions (ool), du même ordre de grandeur qu'en 1.28. Mais ce caractère n'est pas associé ici à une élévation du rapport TiO_2/Al_2O_3 .

Dans l'ensemble d'horizons tachetés et bigarrés (1.19 à 1.14), la kaolinite est bien ordonnée, avec un développement plus accentué des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), se traduisant entre autres par une augmentation de l'intensité relative de la

* L'étude des nodules ferrugineux sur les points hauts du relief (KALOGA, 1983, à paraître) a montré que la structure micronodulaire provient de l'imprégnation et de l'induration par le fer d'une isaltérite kaolinique à faciès finement poreux.

a. limons fins



K : kaolinite Mi : micas Q : quartz Mic : microcline

b. limons grossiers
et sables fins

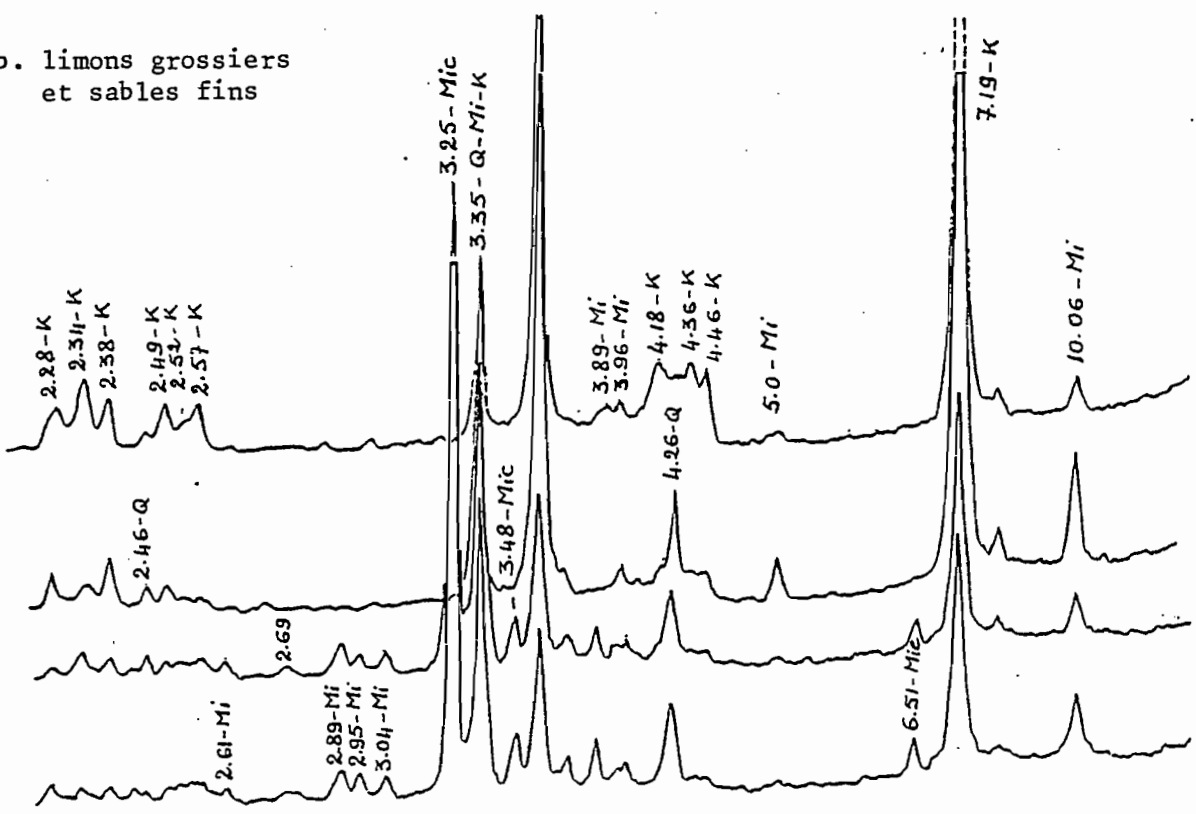


Fig. 15 - Diffractogrammes de rayons X des fractions granulométriques grossières du profil KY1 (diagrammes de poudre).

réflexion (003) à 2.38 Å. Cette augmentation est d'autant plus forte que le rapport TiO_2/Al_2O_3 (teneur en minéraux ferro-magnésiens de la roche-mère) est élevé

Dans l'horizon à nodules ferrugineux sous-jacent à la carapace (1.12 : 372-392 cm), la kaolinite est moyennement ordonnée. Le désordre augmente dans la carapace (ensemble (3), 1.10 : 270-290 cm), tandis que dans les ensembles (1) et (2), à la partie supérieure du profil (1.8 (180-200 cm) à 1.1 (0-7 cm)), il s'agit à nouveau de kaolinite moyennement ordonnée : bon développement des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), assez bonne résolution des triplets à 2.56 - 2.52 - 2.49 Å et 2.38 - 2.34 - 2.29 Å, mais effet de bande pour le triplet à 4.45 - 4.34 - 4.17 Å.

Le quartz n'accompagne la kaolinite, et à l'état de traces, que dans l'ensemble (1).

b. Les fractions granulométriques grossières (étude par diffraction des rayons X).

(1) Les limons fins.

De la base de l'arène leucocrate (1.28) à l'horizon tacheté (1.14), les fractions limons étudiées (1.28, 1.24, 1.21, 1.14, fig. 15), sont essentiellement constituées de kaolinite, avec des traces de micas et de quartz dans l'horizon bigarré, un peu de micas dans l'arène leucocrate en 1.21, et une nette augmentation de ceux-ci à partir de 1.24. Il s'agit d'une kaolinite à développement des réflexions (ool) (par rapport aux réflexions (hk) et (hkl)) beaucoup plus accentué que dans les fractions argileuses. Ce phénomène est plus accusé dans l'horizon bigarré. Les micas sont du type biotite de 1.28 à 1.24, et du type séricite en 1.21.

(2) Les limons grossiers.

La fraction limons grossiers étudiée (1.21, sommet de l'arène leucocrate) a les mêmes caractéristiques que la fraction limons fins, avec une légère augmentation de la proportion de micas, des traces possibles de gibbsite et une augmentation de l'intensité des réflexions (ool) de la kaolinite.

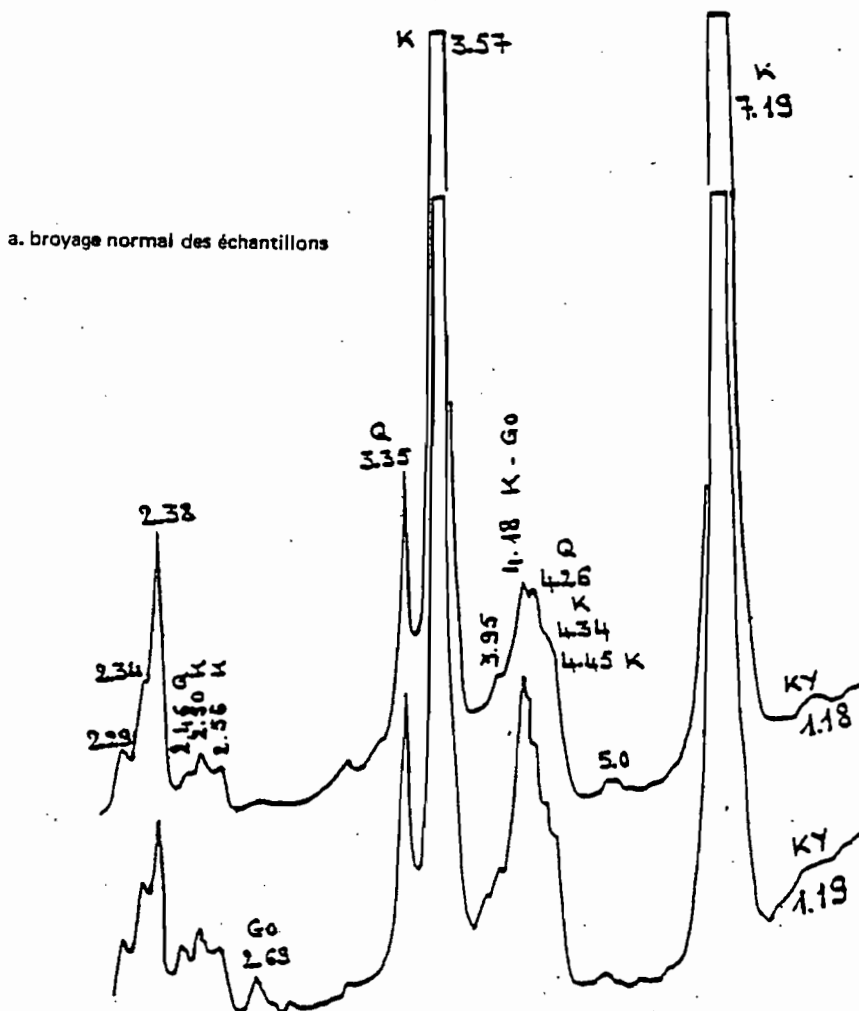
(3) Les sables fins.

Trois fractions sables fins, réparties de bas en haut du profil (1.28, 1.24, 1.21) ont été analysées (fig. 15). Par rapport aux limons fins, elles se distinguent par :

- une kaolinite beaucoup moins abondante, mais caractérisée par un développement encore plus accusé des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). L'intensité relative des réflexions (ool) augmente de l'arène à microcline (1.28 et 1.24) à l'arène sans microcline (1.21, à microcline complètement altéré) ;

- des micas nettement moins abondants et de type biotite dans l'arène à microcline (1.28 et 1.24), nettement plus abondants et de type séricite dans l'arène sans microcline (1.21) ;

- la présence à la partie inférieure du profil (1.28 et 1.24) de microcline, abondant en 1.28, assez abondant en 1.21 ;



K : kaolinite Mi : micas q : quartz Go : goethite Int.: interstratiés

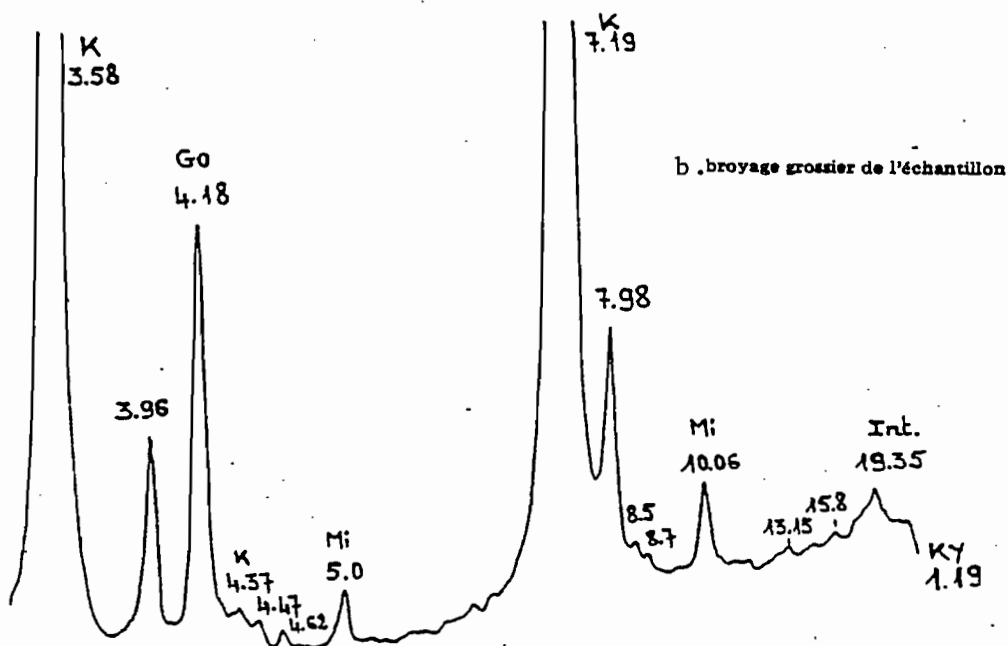


Fig. 16 - Diffractogrammes de rayons X de micas du profil XY1 isolés à l'éluutriomètre (diagrammes de poudre).

- l'apparition, à la base du profil (1.28), de traces d'interstratifiés (bosse à 17-20.5 Å).

c. Fractions micacées.

Des fractions micacées ont été isolées à l'élu-triomètre à partir de deux échantillons de sables fins de l'horizon bigarré (1.18 : 605-625 cm, et 1.19 : 640-660 cm). Il s'agit de paillettes de micas d'aspect argenté. La diffraction des RX (fig. 16) montre une kaolinite quasi exclusive, avec des traces de quartz, et en 1.19 des traces de goethite. La kaolinite est bien ordonnée et caractérisée par un très grand développement des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et hkl), à la faveur duquel apparaît la raie K β à 7.9 Å.

Lorsqu'on effectue un broyage plus grossier de l'échantillon, le développement des réflexions (ool) est encore plus accusé. En outre, on observe un peu de micas et des traces d'interstratifiés de nature indéterminée à 19.35 Å (fig. 16).

Le rapport moléculaire SiO₂/Al₂O₃ de la fraction micacée (fraction légère) isolée à l'élu-triomètre à partir des sables fins de l'échantillon 1.18 est de 2.38. L'A.T.D. montre une kaolinite très bien cristallisée avec des traces d'illites et des produits amorphes (fig.17).

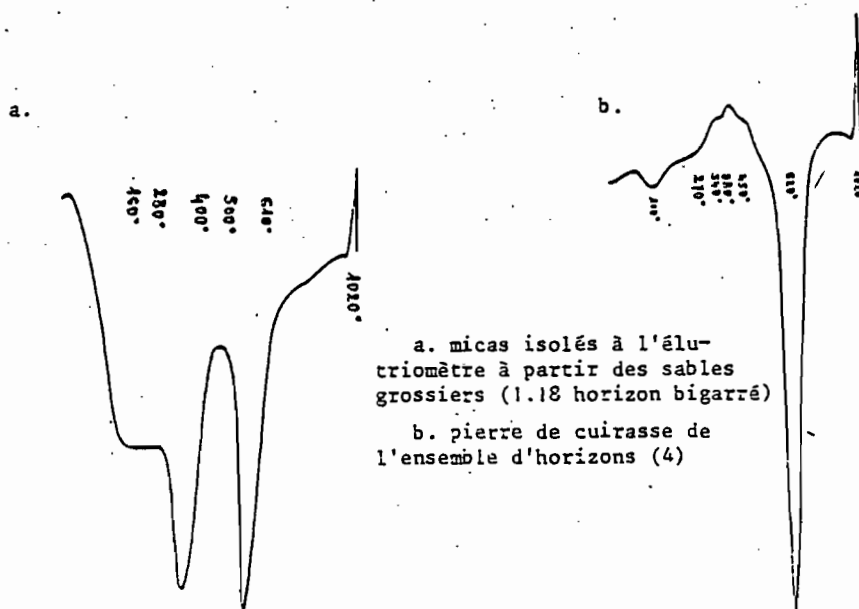


Fig. 17 - Diagrammes d'analyse thermique différentielle d'échantillons du profil KYI (analyse réalisée sur échantillon total).

2. La composition minéralogique des matériaux indurés.

Le tableau n° 4 donne les résultats de l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X de quelques matériaux indurés avec une séparation des nodules (G ou C) de leurs emballages (S = emballage induré, ou tf = emballage meuble). Dans les nodules de type gravillonnaire (G), la kaolinite est bien ordonnée et à grand développement des réflexions ool par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) (le plus grand développement s'observe en 1.10 G). Elle est plus abondante que dans les

emballages indurés correspondants et ce fait est confirmé par l'analyse chimique. Par contre, les matériaux d'emballage montrent une kaolinite désordonnée à développement des réflexions (ool) nettement plus faible.

Tableau n° 4. Analyse minéralogique par diffraction des RX de quelques matériaux indurés du profil KYI (terre totale).

horizons	profondeur de prélèvement	échantillon	Kaolinite	Quartz	Hématite HÉ	Goethite GO	HÉ/GO en Z	interstratifiés + 14 V ou 14 H + micas
blocs de cuirasse affleurante	0 cm	1.1 G	+++	++	++++	+++	60	traces
		1.1 S	++	+++	++	+++	20	
horizon (3) carapace conglomératique	270 - 290 cm	1.10 G	+++	+	++++	++	70	
		1.10 S		non	analysé			
ensemble (4) horizon A gros nodules	327 - 347 cm	1.11 C	++	+++	++	+++	10-15	
		1.11 tf	++++	+++	+	traces		
ensemble (4) horizon à pierres de cuirasse (1.13 C)	392 - 422 cm	1.13 C	++	++	++	+++	30	
		1.13 tf	++++	++	+	+		

+ un peu ; ++ moyennement représenté ; +++ bien représenté ; ++++ très bien représenté.

L'analyse thermique différentielle des pierres de cuirasse de l'ensemble (4), au-dessus des horizons tachetés, montre de la kaolinite bien cristallisée et de la goethite abondantes, avec une importante perte d'eau aux basses températures, suggérant des produits amorphes ou cryptocristallins (fig. 17).

3. Analyse et interprétation.

a. L'étude des différentes fractions granulométriques.

La composition des différentes fractions granulométriques montre que l'altération aboutit à la production quasi exclusive de kaolinite.

Dans les fractions argileuses, l'intensité du développement des réflexions (ool) de cette kaolinite (par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) augmente plus rapidement avec la proportion de minéraux ferro-magnésiens de la roche-mère qu'avec le degré d'altération : *la kaolinite à grand développement des réflexions (ool) est liée à l'altération des ferro-magnésiens.*

Dans les fractions granulométriques plus grossières, la kaolinite paraît abondante si on se réfère à l'intensité des réflexions (ool).

Par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), cette dernière augmente fortement dans l'ensemble des fractions granulométriques grossières, et des limons fins aux sables fins. Dans ces conditions, l'intensité de la réflexion (001) à 7 Å ne traduit pas les proportions réelles de kaolinite, comme le montre le tableau n° 1 (en annexe), extrait de l'étude des points hauts du relief (KALOGA 1983, à paraître). Dans ce tableau, les proportions de kaolinite, appréciées d'après les résultats de l'analyse triacide, sont proportionnelles à l'intensité de la réflexion (020) à 4.46 Å et non à celle de la réflexion (001).

Dans une fraction granulométrique donnée, et de bas en haut du profil, on observe, dans les variations des intensités des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) :

- dans les limons fins, une brusque augmentation dans l'horizon bigarré, associée à une variation identique du rapport TiO_2/Al_2O_3 (proportion de minéraux ferro-magnésiens de la roche mère) ;

- dans les sables fins, une augmentation lorsqu'on passe de l'arène leucocrate à microcline à l'arène leucocrate sans microcline (microcline complètement altéré). Cette augmentation est associée, dans l'arène leucocrate sans microcline à une proportion de micas plus forte, et dans l'horizon bigarré, à des rapports TiO_2/Al_2O_3 plus élevés.

Mais, c'est surtout dans les micas extraits à l'éluutriomètre à partir des sables fins, que l'on observe le plus grand développement des réflexions (ool) de la kaolinite. L'étude micromorphologique a montré que ces paillettes de mica argenté proviennent d'une décoloration de la biotite, qui prend un faciès de muscovite avant sa transformation en kaolinite. Dans les fractions sables fins, l'augmentation des intensités des réflexions (ool) de la kaolinite dans l'arène leucocrate à microcline complètement altéré (1.21), est corrélative d'une localisation préférentielle des micas de cet échantillon dans cette fraction granulométrique, alors que dans l'arène contenant du microcline (1.28 et 1.24), les micas sont localisés de préférence dans les limons fins.

Ces observations, associées aux relations entre intensité des réflexions (ool) et altération des minéraux ferro-magnésiens, montrent que le grand développement de ces réflexions (par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) caractérise une kaolinite dérivée de feuillets micacés. Cela justifie les relations entre intensité des réflexions (ool) et degré d'altération, car ce dernier traduit le taux de transformation des micas en kaolinite. La formation de cette dernière à partir de la biotite se fait essentiellement par l'intermédiaire de micas de type séricite - muscovite, dont elle peut conserver des inclusions. Ces dernières ne sont pas mises en évidence par la préparation habituelle des échantillons pour la diffraction des rayons X. Cette évolution de la biotite, mise en évidence dans l'étude micromorphologique, est confirmée par l'analyse par diffraction des rayons X : on passe de micas à comportement dominant de biotite dans l'arène contenant du microcline, à des micas à comportement dominant de séricite-muscovite dans l'arène à microcline complètement altérée, sans variation du rapport TiO_2/Al_2O_3 (proportion de minéraux ferro-magnésiens de la roche mère). Cependant, la présence à la base du profil de traces d'interstratifiés comportant probablement des minéraux à 14 Å suggère qu'une très faible proportion de la biotite évolue par l'intermédiaire de la vermiculite, à moins que cette dernière soit associée à un autre minéral primaire.

Conclusion à l'étude minéralogique des différentes fractions granulométriques.

La kaolinite, associée aux oxy-hydroxydes de fer est le terme ultime de l'altération de l'ensemble des minéraux primaires à l'exception du quartz. Il s'agit d'une altération ferrallitique sans allitisation. Cette kaolinite, désordonnée et de type fire-clay dans la roche massive altérée, s'organise rapidement et est bien cristallisée au-dessus de celle-ci. De bas en haut du profil les variations dans l'organisation se font d'abord dans un sens positif (meilleure cristallisation), puis dans un sens régressif (déstabilisation) : c'est un phénomène habituel de la ferrallitisation (LELONG, 1969 ; LAFOND, 1965).

La kaolinite est localisée de préférence dans les fractions argileuses, bien que présente dans l'ensemble des fractions granulométriques étudiées. On distingue deux types de kaolinite bien cristallisée : celle qui résulte de la réorganisation des fire-clay de néogène et celle qui résulte de la transformation pseudomorphique de feuillets micacés. Cette dernière se distingue par un grand développement des réflexions (001) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). Elle est localisée de préférence dans les fractions granulométriques grossières dans lesquelles ses caractères cristallographiques contribuent à donner l'impression d'une forte proportion de kaolinite si l'on se base sur l'intensité de la réflexion (001).

Le quartz n'existe qu'à l'état de traces, dans les fractions argileuses, où il est limité au sommet du profil (ensemble (1)) et à certaines arènes, sans relation avec le degré d'altération, et dans les fractions limons fins et limons grossiers. La faible fragmentation de ce minéral est un caractère signalé par LELONG (1969) qui a étudié sa répartition dans les différentes fractions granulométriques de sols ferrallitiques de Guyane.

b. L'étude des matériaux indurés.

Les variations des proportions d'hématite et de goéthite, des caractères cristallographiques de la kaolinite, dans la présence des minéraux 2/1 (tableau n° 4) indiquent que :

- les pierres de cuirasse du niveau 1.13 (ensemble 4) sont plus riches en hématite que la cuirasse sommitale. En outre, la goéthite y montre un décalage des réflexions vers les grands angles de BRAGG (4.15 Å, 2.42 Å. Cela suggère un taux notable de substitution alumineuse dans ce minéral (NORRISH et TAYLOR, 1961 ; KARPOFF, 1975 ; LEPRUN, 1979). *Ces pierres de cuirasse relèvent ainsi d'un épisode pédogénétique plus ancien et représentent le sommet d'un profil induré ferrallitique.*

- comme dans le profil KY 20, les nodules de type gravillonnaire sont les matériaux les plus riches en hématite. La proportion de ce minéral est plus élevée dans ceux de l'ensemble (3) que dans ceux de la cuirasse sommitale. Ces augmentations des proportions d'hématite ne se font pas aux dépens de la kaolinite, mais aux dépens du quartz. Comme dans le profil KY 20 (table cuirassée sommitale), les conditions de formation de l'hématite ne correspondent pas à une déstabilisation de la kaolinite. Celle-ci est au contraire d'autant mieux cristallisée que les proportions d'hématite sont élevées, et elle est accompagnée de traces d'interstratifiés comportant des minéraux à 14 Å. Par ailleurs,

Tableau n° 5. Quelques caractéristiques analytiques du profil KYI. Résultats de l'analyse triacide du profil KYI (triacide complexe absorbant) en relation avec les observations du microscope.

	ensembles (3)	et 4) pierres de cuirasse	ensemble (5) horizons tacheté et bigarré	ensemble (6) : arènes à lithostructure conservée							roche massive
				à piquetis rouge	jaune pâle sablo-argileuse	jaune pâle sableuse	blanchâtre				
Composition chimique en %	1.10 à 1.12 270- 372- 290cm 392cm	1.13 392- 422cm	1.14 à 1.19 435- 640- 455cm 660cm	1.20 720- 740cm	1.21 à 1.22 800- 870- 820cm 890cm	1.23 à 1.24 940- 1020- 960cm 1040cm	1.25 à 1.27 1120- 1270- 1140cm 1290cm	1.28 1345 1365cm	1.29 1405- 1422 cm	1.30 1405cm	
<u>Triacide</u>											
Al ₂ O ₃ insol.	0.09-0.07	0.04	0.09 à 0.07	0.07	0.06-0.11	0.52-1.54	2.98 à 4.32	3.99	5.77	9.92	
K ₂ O insol.	0.05-0.02	0.23	0.05 à traces	0.01	0.01-0.05	0.22-1.06	2.76 à 3.82	3.46	2.93	4.33	
Na ₂ O insol.	0.06-0.04	0.04	0.04 à 0.01	0.01	0.01-0.02	0.02-0.110	0.12 à 0.15	0.16	0.22	1.96	
CaO insol.	0.05-0.02	0.03	0.03 à 0.01	0.01	0.01	0.01-0.04	0.04	0.04	0.05	0.35	
MgO insol.	traces	0.01	traces	traces	traces	traces	0.01	0.01	0.01	0.01	
K ₂ O soluble	0.13-0.20	0.11	0.25 à 0.19	0.19	0.33	0.26-0.28	0.38 à 0.37	0.32	0.35	0.35	
MgO soluble	0.05-0.07	0.07	0.10 à 0.07	0.06	0.07-0.08	0.08	0.09 à 0.08	0.11	0.11	0.13	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ (fraction soluble)	1.96-2.08	1.63	2.12 à 2.10	2.01	2.13-2.07	2.03-1.99	2.20-2.07-2.14	2.24	2.19	2.77	
<u>Complexe absorbant</u>											
Taux de satu- ration	61 - 74		13 à 22	22	17 à 38	39	30 à 36	64	87		
pH eau	5.8 - 6.0		4.9 à 5.3	5.7	4.8 - 5.0	5.2	5.3 à 5.5		5.6		
pH KCl	5.0 - 4.5		3.8 à 4.0	4.2	4.1 - 4.2	4.2	4.4 à 4.5	4.4	4.9		
<u>Observations au microscope</u>											
plagioclase			complètement altéré							partiellement altéré	
microcline			complètement	altéré	très altéré spongieux	faiblement à moyen- nement altéré				non altéré	
biotite			transformation complète ou presque en kaolinite				décolorée ou trans- formée en kaolinite			décolorée en partie	
Séricite			complètement altérée	fréquemment altérée	partiellement altérée			non altérée			

les réflexions de la goethite qui accompagne l'hématite dans les gravillons ferrugineux n'indique pas de substitution alumineuse. La formation de l'hématite de ces matériaux ne relève donc pas de processus qui déstabiliseraient la kaolinite (évolution progressive vers le sommet des profils, amenant à des conditions où les oxy-hydroxydes de fer sont plus stables que la kaolinite et le quartz). *Par rapport aux autres matériaux indurés, les caractéristiques minéralogiques de ces nodules ont une signification paléoclimatique (SCHWERTMANN, 1971). Elles indiquent une genèse en milieu lessivant-oxydant pendant une phase initiale d'altération ferrallitique, sans allitisation.*

En résumé, les caractères minéralogiques des matériaux indurés et leur répartition dans le profil suggèrent que la portion de celui-ci qui va de l'ensemble 4 (inclus) au sommet, est développé dans des matériaux détritiques fortement remaniés, issus du démantèlement d'un vieux profil ferrallitique, indurés et recimentés ultérieurement en cuirasse et carapaces conglomératiques.

D. L'étude chimique.

Le tableau n° 5 résume les principaux résultats de l'analyse triacide avec analyse du résidu d'attaque, ainsi que les principales caractéristiques du complexe absorbant, tandis que la figure 18 représente les relations titane-fer.

Analyse et interprétation.

(1) Le résidu d'altération et le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide.

D'après les teneurs et la nature des minéraux primaires résiduels autres que le quartz, on peut diviser les matériaux constitutifs du profil en cinq familles qui sont de bas en haut :

- la roche massive qui est seule à contenir des plagioclases (Na_2O et CaO insolubles), associés au microcline abondant (K_2O insoluble) et à un peu de micas (K_2O et MgO solubles), le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est élevé (2.77) ;

- les arènes à microcline abondant à assez abondant, mais à plagioclases complètement altérés, avec un peu de micas (échantillons 1.29 à 1.25). Les plagioclases disparaissent ainsi très rapidement au dessus de la roche massive ;

- les arènes à microcline très altéré (spongieux) associé à un peu de micas ;

- les arènes à microcline complètement altéré qui contiennent d'abord un peu de micas (séricite issue des feldspaths ou biotite décolorée) puis à micas altérés à leur tour. Les matériaux indurés ou à éléments indurés se rattachent (à l'exception des pierres de cuirasse de l'horizon jaune rouge, 1.13), au point de vue altération à cette famille.

Dans ces trois dernières familles de matériaux, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oscille entre 1.96 et 2.24.

- les pierres de cuirasse (1.13) de l'horizon jaune rouge, qui se distinguent de l'ensemble des autres matériaux par un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ nettement plus faible (1.63), impliquant la présence d'alumine non liée à la silice. La diffraction des rayons X n'indique pas de présence d'hydroxydes d'alumine cristallisés, mais une substitution alumineuse dans la goéthite. L'A.T.D. ne signale pas d'alumine libre cristallisée (fig. 17).

Les caractéristiques des quatre premières familles sont en accord avec les observations micromorphologiques (voir tableau n° 2). Ces horizons représentent la base d'un profil ferrallitique typique sans allitisation.

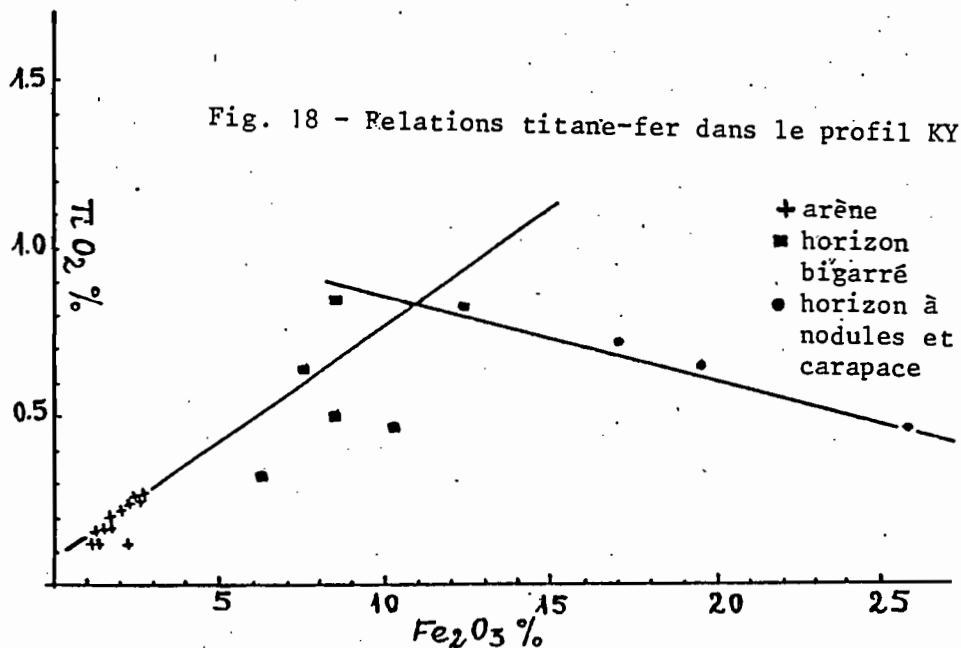
Par rapport aux autres matériaux indurés, les pierres de cuirasse de l'horizon jaune rouge, apparaissent comme les témoins d'un épisode de cuirassement plus ancien, dans des conditions ferrallitiques, avec libération d'alumine non liée à la silice. Comme l'a établi l'étude minéralogique, elles représentent le sommet d'un vieux profil ferrallitique induré.

(2) Les relations fer-titane (fig. 18).

Les teneurs en fer et titane permettent de distinguer deux familles de matériaux :

- la carapace et la partie supérieure de l'horizon bigarré (1.10 à 1.15) dans lesquelles les teneurs en titane sont inversement proportionnelles aux teneurs en fer ; la régression est linéaire ;

- les arènes et la partie inférieure de l'horizon bigarré, dans lesquelles les teneurs en titane sont proportionnelles aux teneurs en fer, la régression est linéaire. Les échantillons de l'horizon bigarré sont à la jonction de ces deux droites de régression.



Les teneurs en titane sont proportionnelles aux teneurs en fer dans les horizons où domine l'altéro-plasmation (accumulation relative de fer et de titane), et inversement proportionnelles dans ceux où la pédoplasmation est dominante ou exclusive (accumulation absolue de fer).

(3) Le complexe absorbant.

D'après les valeurs du taux de saturation, on peut diviser les matériaux constitutifs du profil en quatre familles dont les trois premières sont définies d'après la composition du résidu d'altération :

- les arènes à microcline très peu ou pas altéré, à plagioclases complètement altérés, caractérisées par un complexe absorbant assez bien saturé (taux de saturation = 64 à 87 %), avec des pH eau moyennement acides (5.6) ;

- les arènes à microcline moyennement à très altéré, mais identifiable, caractérisées par un complexe absorbant nettement désaturé (taux de saturation = 30 à 39 %), avec des pH eau encore moyennement acides (5.2 à 5.5) ;

- les arènes à microcline complètement altéré, caractérisées par un complexe absorbant très désaturé (taux de saturation = 13 à 22 %) avec des pH eau acides à moyennement acides (4.9 à 5.7) ;

- les horizons indurés (carapace) qui, malgré leur altération poussée, montrent un complexe absorbant assez bien saturé (taux de saturation = 61 à 74 %) avec des pH eau faiblement acides (5.8 à 6.0).

Les caractéristiques des trois premières familles sont celles d'un profil d'altération ferrallitique, tandis que celles de la dernière indiquent une rétrogradation de ces caractères ferrallitiques.

E. Conclusion à l'étude du profil KY 1.

Le profil comprend :

- une partie inférieure constituée d'un ensemble d'horizons à lithostructure conservée (arènes et partie inférieure de l'horizon bigarré) qui représente la base d'un vieux profil ferrallitique ;

- une partie supérieure, constituée de matériaux indurés ou d'éléments indurés hérités du démantèlement d'un vieux profil induré ferrallitique, et qui ont subi ultérieurement au moins deux épisodes de cuirassement à faciès conglomératique. Ces cuirassements à faciès conglomératique sont imputables à une accumulation absolue de fer. La position de la cuirasse conglomératique sommitale suppose donc qu'il a existé un amont nourricier soit verticalement, soit le long de la pente.

En résumé, comme en KY 20, le profil a une histoire complexe et une évolution polyphasée.

III. Les formations pédologiques de la Zone III.

La Zone III correspond à la concavité de l'extrémité amont de la plaine, qui se raccorde progressivement au talus gravillonnaire de la Zone II (fig. 11). Elle s'étire sur un peu moins de 300 m. Sept fosses pédologiques (KY2 à KY8) y ont été creusées dont trois (une à l'extrémité supérieure, KY3, l'autre au milieu, KY6, et la dernière à l'extrémité inférieure, KY8) suffisamment profonde et allant jusqu'à la roche massive pour les deux fosses extrêmes.

L'organisation de la partie supérieure des profils (au-dessus des arènes) fait de KY3 le type central de cette zone. Ce profil servira donc de référence pour l'étude de cette zone.

A. L'organisation macromorphologique du profil KY 3.

1. Description.

Il comprend :

(1) un ensemble d'horizons A : A₁ - A₂₁ - A₂₂ (0-28 cm), sableux à très nombreux nodules ferrugineux de formes irrégulières ou parfois de type gravillonnaire avec alors une cassure souvent rouge violacé ; au sommet, on observe une dalle superficielle sableuse de 1 cm d'épaisseur, et à la base, de gros cailloux de la carapace sous-jacente.

(2) une carapace ferrugineuse (28-120 cm) à induration faible (partie supérieure de l'ensemble d'horizons sous-jacent indurée), à très nombreuses taches rouges (gainant souvent les tubulures) et rouille sur un fond jaune rouge.

(3) un ensemble d'horizons argileux tachetés (120-260 cm) : taches rouges à limites diffuses, gris blanchâtre correspondant à des pédotubules rouge clair à revêtement gris clair, jaune rouge 5 YR 7/8, en assemblage imbriqué et diffus.

(4) un ensemble d'horizons à lithostructure conservée :

- arène leucocrate jaune pâle (260-825 cm), sablo-argileuse puis sableuse, à nombreuses petites plages argileuses gris blanchâtre et à revêtements argileux rouges dans les fissures et les tubulures à passées à grain grossier ;

- arène leucocrate blanchâtre (825-1213 cm), à petites taches jaune pâle très diffuses, à passées surmicacées rouges limoneuses (limons grossiers = biotite altérée) ;

- arène mésocrate (1213-1327 cm), tantôt verdâtre (faciès à grain fin) tantôt jaunâtre à plages rouges et rouge violacé (faciès à grain grossier) ;

- arène leucocrate blanchâtre (1327-1440 cm) à petites taches jaune pâle diffuses ;

- arène mésocrate plus altérée (assez nombreuses plages rouges à rouge violacé et rouille) à la partie supérieure (1440-1500 cm puis moins altérée à taches jaune olive diffuses (1500-1903 cm) avec des

passées tantôt plus pauvres en ferro-magnésiens, tantôt surmicacées à toucher limoneux, tantôt de pegmatite feldspathique blanche, tantôt à grain grossier (leucocrates à biotite) ;

(5) la roche massive à 1903 cm, qui est une migmatite mésocrate à grain fin avec des passées leucocrates à grain grossier ; le passage à l'arène se fait par l'intermédiaire d'une passée pegmatitique se débitant en écailles.

2. Principales variations autour de la morphologie de KY 3.

(1) L'ensemble d'horizons A.

L'épaisseur totale est assez constante de l'amont vers l'aval (28 à 34 cm), avec une exception (18 cm en KY 7).

L'horizon superficiel sableux, sans nodules, n'existe pas en KY 2 (extrémité amont). Son épaisseur augmente ensuite de l'amont vers l'aval (1 cm en KY 3, 4 à 5 cm de KY 4 à KY 7, 10 cm en KY 3) où il peut comporter quelques nodules. Sa structure est massive avec parfois une nette tendance litée.

En A22, les nodules peuvent être remplacés par les fragments de la carapace sous-jacente (avec alors une terre fine argilo-sableuse) plus rarement par des petites pierres de cuirasse (KY 2) ; la limite inférieure est parfois si ondulée que l'horizon peut disparaître sur certaines faces d'une fosse pédologique donnée, au profit de la carapace sous-jacente.

(2) La carapace ferrugineuse.

Son épaisseur varie de 50 à 110 cm. A l'amont (KY2), l'induration est celle d'une véritable carapace, mais est discontinue (nodules bien individualisés et non cimentés par plages). La phase nodulaire est exclusive à la partie inférieure. La carapace a une porosité grossière bien développée (nombreuses cavités vides ou contenant un peu de terre fine sableuse). De KY3 à KY7, le ciment rouge est moins représenté et s'individualise souvent autour de tubulures. En KY8, le faciès de carapace diminue au profit de celui d'horizon tacheté : grandes taches rouges dominantes, assez nombreuses taches noires, en assemblage anastomosé sur des inclusions de terre fine rouge très pâle, argileuse ; les taches sont durcies.

(3) L'ensemble d'horizons tachetés.

- en KY2, il est argilo-sableux, jaune pâle à contenu tubulaire argileux rouge pâle (2.5 YR 6/8) et à revêtement argileux rouge pâle dans les fissures. Il n'est pas tacheté, mais est très durci comme en KY 20 (petitisation des colloïdes et non induration par le fer ;

- en KY6, c'est déjà l'arène jaune leucocrate piquetée de rouge, avec de nombreuses plages argileuses rouges (5 YR 4/6) ;

- en KY8, sur roche mésocrate, il est argileux, à faciès bigarré comme la carapace sus-jacente : très nombreuses et grandes taches rouges, jaunes, en assemblage anastomosé, avec de nombreux pédotubules gris blanchâtre à revêtement brun jaune. En profondeur, sur une passée de la roche mère plus feldspathique et moins riche en ferro-magnésiens, il est argileux, brun pâle (10 YR 7/4), à assez nombreuses taches rouille, rouges et blanchâtres, à structure prismatique petite en

assemblage compact, avec des plages d'arène jaune pâle fortement piquetée de rouge.

Le faciès est donc fonction de celui de la roche mère.

(4) L'ensemble d'horizons à lithostructure conservée.

C'est toujours un faciès leucocrate jaune pâle, puis blanchâtre. On peut observer des passées essentiellement feldspathiques (qui donnent un horizon argileux à structure polyédrique grossière en assemblage compact) ou des passées pegmatitiques à gros cristaux de feldspaths jaunis, des passées à grain grossier ou surmicacées. En KY8, l'arène leucocrate passe brutalement à 1310 cm à un granite leucocrate à biotite très rare, massif à la surface duquel suinte de l'eau. Elle est humide alors que de KY1 à KY6, les arènes sont très sèches.

3. Analyse et interprétation.

(1) La différenciation des horizons supérieurs meubles A.

Leur épaisseur est relativement constante, malgré la concavité de la pente. La différenciation en trois horizons est due :

- principalement à la couleur dont la teinte (2.5 YR) reste la même, mais qui est progressivement plus saturée (moins riche en gris) en profondeur, alors que sa clarté (proportion de blanc) ne change pas : ceci est lié à la pénétration de la matière organique dont les proportions sont décroissantes avec la profondeur ;

- la nature des nodules ferrugineux qui comprennent ou sont essentiellement constitués, à la partie inférieure, de fragments des carapaces sous-jacentes. A₂₂ apparaît ainsi comme un niveau de démantèlement de celles-ci.

Il n'y a pas de différenciation texturale de la terre fine entre A₁ et A₂₂, sauf en KY8 où l'augmentation de la teneur en argile de A₂₂ est liée à un faciès de démantèlement de l'horizon bigarré sous-jacent. A ces trois horizons s'ajoute, à partir de KY3, un horizon superficiel sableux dont la morphologie, fonction de la pente, indique un apport superficiel.

Relations avec les carapaces sous-jacentes.

Il y a une continuité dans la couleur entre les horizons A et les carapaces sous-jacentes : la teinte et la clarté restent les mêmes, mais la saturation (distance par rapport au gris) augmente dans ces dernières. Par contre, sauf en KY2, il n'y a pas de continuité texturale. Les horizons A sont appauvris en argile par rapport aux carapaces. Celles-ci montrent des films argileux rouges qui peuvent suggérer une illuviation de plasma en provenance des horizons A. Mais, outre la faible importance de ces films (insuffisant pour faire un horizon argillique), il y a le fait qu'ils existent et en plus grande quantité sous la carapace du profil KY1 (Zone II) et d'une façon générale dans les matériaux sous-jacents aux carapaces. Il s'agit donc plutôt, de traits pédologiques antérieurs à la différenciation texturale actuelle des horizons A.

La signification des nodules ferrugineux

Si les horizons supérieurs meubles A sont pauvres en argile, ils sont par contre, à cause des fortes proportions en nodules, riches en fer, et même plus, dans certains cas, que la carapace sous-jacente. Ils se présentent donc comme des horizons d'accumulation de fer. Ce phénomène est incompatible avec un lessivage simultané de l'argile dans la dynamique de type ferrugineux tropical : *l'appauvrissement en argile est un processus actuel surimposé dans d'anciens horizons d'accumulation de fer*, et qui touche même la carapace non démantelée en KY2 (aspect très scoriacé par départ des inclusions de terre fine). Il se traduit par la genèse d'horizons sableux sans individualisation de véritable A₂. *Il relève plus de processus mécaniques d'entraînement des fines propres au fonctionnement des glacis soudaniens, que des phénomènes physico-chimiques de lessivage dans les sols ferrugineux tropicaux.*

Les nodules appartiennent à trois types morphologiques :

- le type gravillonnaire (cf. profil KY20 pour la définition) dont on trouve quelques individus en KY3.
- le type de formes irrégulières, très durci, sans patine, à cassure rouge ou rouge foncé. Ces nodules sont dominants dans les horizons A et constituent les plages nodulaires de la carapace en KY2. Ils pourraient donc être le produit du démantèlement de telles carapaces. Leurs proportions élevées suggèrent une extension généralisée de ces carapaces ou un épandage.
- le type constitué de fragments de carapaces ou de matériaux tachetés durcis dont il est le produit du démantèlement.

Seul KY2 montre la présence de petites pierres de cuirasse. Cette absence de débris de cuirasse suggère soit un déblaiement complet des anciennes cuirasses, soit un cuirassement initial limité à des carapaces. Un simple recul de l'escarpement cuirassé se traduirait par la présence de nombreux débris de cuirasse ou tout au moins des nodules de type gravillonnaire si nombreux dans ces cuirasses.

Conclusion.

La différenciation des horizons supérieurs meubles A, est celle de sols peu évolués sur produits de démantèlement de carapaces anciennes. Leur faible épaisseur pourrait être le résultat d'un approfondissement contrarié par l'érosion. Mais la présence d'un voile sableux superficiel indique qu'ils ne subissent pas de décapage actuellement et sont plutôt le siège d'apports. La régularité de leurs épaisseurs suggère que le processus responsable de leur individualisation garde la même intensité : il pourrait s'agir de mécanismes, soit biologiques (racines des arbres), soit de fonctionnement des glacis.

(2) La différenciation des carapaces.

On observe un faciès typique de carapace à l'amont (KY2), puis un horizon tacheté durci en carapace, et à l'aval, un horizon bigarré à taches durcies (tendance à la carapace) : l'intensité du cuirassement diminue non seulement de l'amont vers l'aval, mais également avec la richesse en ferro-magnésiens des roches mères.

Tableau n° 6. Etude micromorphologique du profil KY3 : l'altération des minéraux primaires.

	roche massive leucocrate	arène mésocrate		arène mésocrate	arène leucocrate jaune pâle			horizon tacheté	
	3.35 1903 cm	3.31 1730-1750cm	3.28 - 3.27 1635- 1650- 1655cm 1580cm	3.26 - 3.25 1510- 1443- 1530cm 1455cm	3.16 770-790cm	3.13 600-620cm	3.10 470-490cm	3.7 300-320cm	3.5 200-220cm
amphibole	<ul style="list-style-type: none"> non altérée (hornblende) faiblement altérée (plasma brun foncé en LN, rouge en LR, le long des clivages) pseudomorphose en vermiculite (+épidote) avec un faciès un peu spongieux 	<ul style="list-style-type: none"> pseudomorphose en plages jaune paille à olive pâle, à aspect micacé (vermiculite ou micas) ou plasmifié (smectites) (Pl. II, 4) Le fer expulsé borde le cristal ou les feldspaths voisins qu'il peut envahir selon les clivages 	<ul style="list-style-type: none"> pseudomorphose en vermiculite et micas (plages jaune voilé de brun foncé), clivages soulignés par un plasma brun foncé pseudomorphose par le fer (plasma brun sombre) opaque, brun noirâtre en LR 	<ul style="list-style-type: none"> pseudomorphose en macrokaolinite + nombreuses plages jaunes (vermiculite et micas) pseudomorphose par le fer (plasma brun sombre) avec des plages incolores de macrokaolinite 	non observée			complètement (altérés), minéraux secondaires non identifiables	
plagioclase	<ul style="list-style-type: none"> non altéré bande de plasma brun pâle le long des clivages 	<ul style="list-style-type: none"> non altéré plasma kaolinique argilasépique brun pâle + nombreux flots sains 	plasma kaolinique		argilasépique				
			un peu de séricite		+ séricite plus fréquente	+ assez nombreuses séricites			
biotite	non altérée très pléochroïque	pléochroïsme moyen clivages épaissis brun foncé en LN, rouge jaune en LR	pléochroïsme moyen faciès rayuré : bandes brun foncé en LN, rouges en LR (plasma ferrugineux) le long des clivages		pseudomorphose en macrokaolinite (avec quelques feuillettes à biréfringence plus forte)				
					décoloration poussée (pléochroïsme faible brun-jaune - incolore avec quelques feuillettes plus foncés	+ quelques feuillettes brun sombre figés			
microcline	non altéré		perte de limpidité, épaissement des clivages, un peu de fissuration		microfissuration intense, plasma brun pâle isotrope selon une ou deux directions de clivages microfissuration peu intense		intensification du morcellement, plasma brun pâle argilasépique + quelques cavités + flots sains nombreux/peu nombreux	id.3.10, mais, plasma brun foncé et nombreuses cavités	

Tableau n° 7. Organisation micromorphologique du profil KY3.

	3.31 1730-1750cm	3.28 -3.27 1635- 1560- 1655cm 1580cm	3.26 à 3.13 1510- 600- 1530cm 620cm	3.10 470 - 490 cm	3.7 300 - 320 cm	3.5 200 - 220 cm
Squelette	quartz, microcline, plagioclase, biotite	quartz, micro- cline, biotite (dans les faciès méso- crates)	quartz essentiellement + microcline	2 types de domaines : (1) squelette assez abondant, un peu de microcline (gros cristaux très altérés à nombreuses cavités) (2) squelette abondant, microcline rares petits cristaux faiblement altérés		
Structure du fond matriciel	altéroplassation très dominante isaltérite massive		altéroplassation dominante isaltérite plus poreuse : nombreuses fis- sures et cavités	pédoplassation dominante fond matriciel pédoturbé + plages d' isaltérite, réseau de fissures, chenaux et cavités	pédoplassation exclusive assez nombreux vides : fissures, chenaux, petites cavités. Assemblage porphyroscuelique dans les domaines (1) à plasma brun sombre parfois à tendance granulaire dans les domaines (2) à plasma brun clair	
Plasma	plasma argilasépique ou isotrope + plasma cristique Dans les arènes leucocrates, quelques rares ferriargilanes et un transit précoce du fer : ferranes tapissant quelques vides ou matérialisant les contours des cristaux primaires; quelques nodules (taches) brun rouge ou brun foncé. Dans les arènes mésocrates, concentration du plasma ferru- gineux dans les amphiboles (pseudomorphose des cristaux, ou selon les clivages, ou sur le plasma cristique), autour d'elles et des minéraux voisins		plasma argilasépique (+ plasma cristique peu abondant) + ferriargilanes jaune rouge et ferranes brun sombre dans les vides et par- fois autour des grains du sque- lette (Vosquelsépique) + quelques nodules brun sombre à limite nette ou diffuse	brun rouge à plages de décoloration brun pâle à incolores avec des nodules brun sombre à limite nette ou diffuse Vosépique : cutanes (ferriargilanes et ferranes à structure concentrique) tapis- sant les vides avec parfois une composi- tion de complexe (interaction de lits de fins grains de quartz et de séri- cite)	Domaines (1) : plasma brun sombre, opaque, ponctué de brun clair ; structure vosépique (ferriargilanes et ferranes abondants, jusqu'à 75 % du plasma par plages) Domaines (2) à plasma brun clair, Vosépique (légèrement squelsépique) : ferriargilane brun clair, tantôt peu abondants, tantôt abondants (jusqu'à 1/3 du plasma)	

(3) La différenciation de la partie inférieure des profils.

Les horizons tachetés ou bigarrés ne sont pas des constantes du profil induré, mais des formations litho-dépendantes : l'horizon bigarré est lié aux faciès mésocrates de la roche mère, et l'horizon tacheté aux faciès leucocrates dont les plus pauvres en ferro-magnésiens donnent un horizon jaune non tacheté. Les faciès mésocrates correspondent à un enfoncement prononcé du front inférieur des horizons à taches ferrugineuses et du front d'altération.

B. Etude micromorphologique.

1. Le profil KY3.

a. Description du profil KY3.

Les tableaux n° 6 et 7 résument les données micromorphologiques essentielles. La roche massive a une structure grano-lépidoblastique à engrenée (migmatite).

b. Interprétation.

(1) L'altération des minéraux primaires.

L'ensemble des minéraux primaires autres que le quartz évolue en kaolinite, mais beaucoup plus lentement que dans le profil KY1 : *il y a un étagement plus grand des stades d'altération dans une roche mère hétérogène* (texture et composition pétrographique) et souvent plus riche en ferro-magnésiens. Les amphiboles se transforment en kaolinite par l'intermédiaire de la vermiculite puis de feuillets micacés : c'est la transformation décrite par WACKERMANN (1975) au Sénégal Oriental. Les plagioclases sont moins séricitisés.

La biotite et le microcline évoluent si lentement dans les arènes mésocrates qu'il y a une accumulation relative de ces minéraux sur une grande épaisseur. Ce n'est qu'à la partie supérieure des arènes (à partir de 3.16) que leurs altérations ont des intensités proches (bien qu'encore plus faibles) de celles observées dans le profil KY1.

(2) L'organisation micromorphologique.

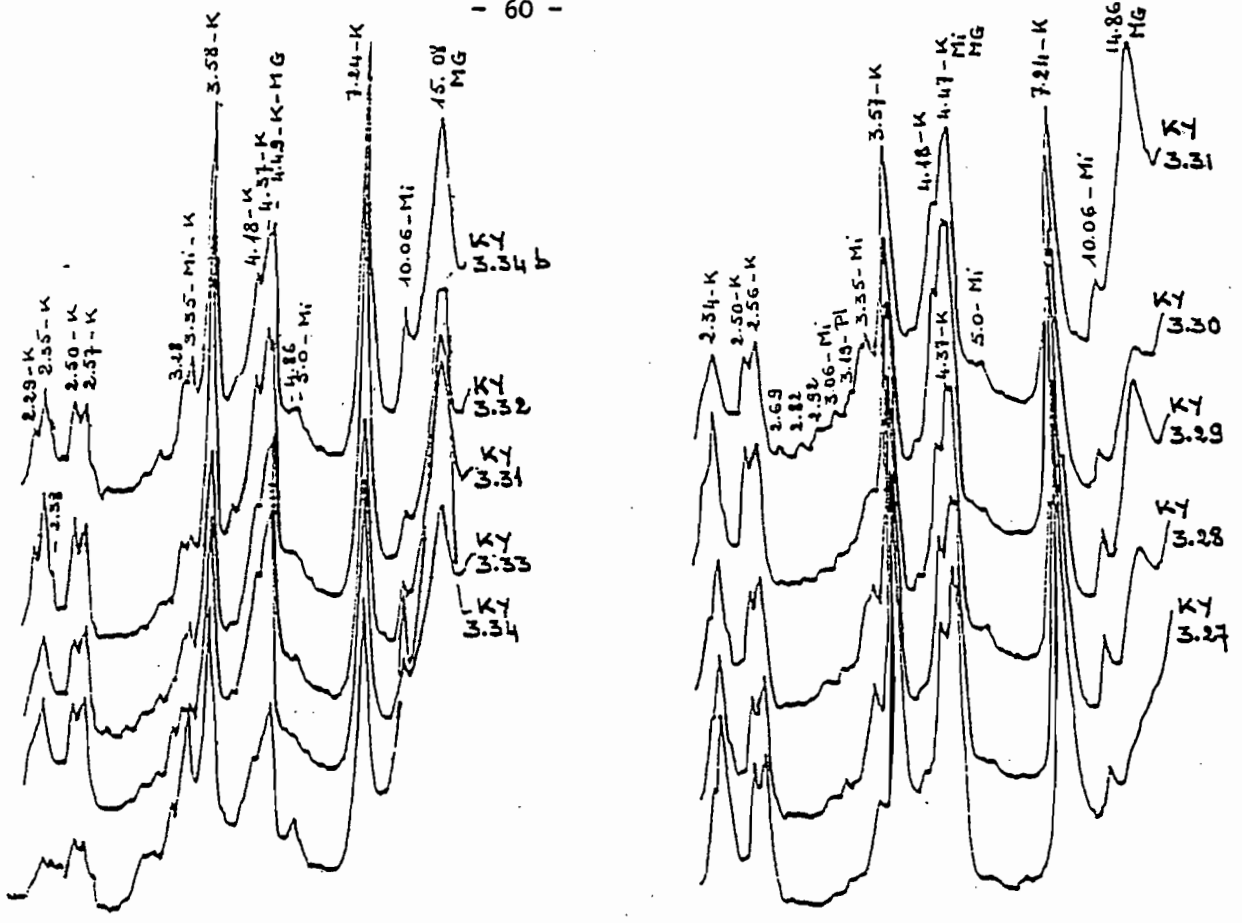
Dans les arènes, l'altéro-plasmation est dominante et la pédoplasation ne devient importante qu'au sommet (passage à l'horizon tacheté) avec une évolution comparable à celle de l'horizon tacheté du profil KY1.

L'horizon tacheté montre une pédoplasation quasi exclusive avec un remaniement dans les domaines à plasma brun clair.

2. Le profil KY8.

Dans l'arène sableuse jaune pâle (8.13 : 1290-1310 cm) qui constitue le passage à la roche massive, une partie importante de la biotite est déjà transformée en macrokaolinite, une autre est constituée d'un mélange de kaolinite et de biotite décolorée. Les plagioclases sont complètement altérés, mais on n'observe pas les nombreuses cavités qui indiquent en KY1, une altération très soustractive.

Dans les écailles de granite massif, le plagioclase est en début d'altération (perte de limpidité avec de nombreuses séricites et



K : kaolinite Mi : micas MG : minéraux gonflants Pl : plagioclasses Go : goethite

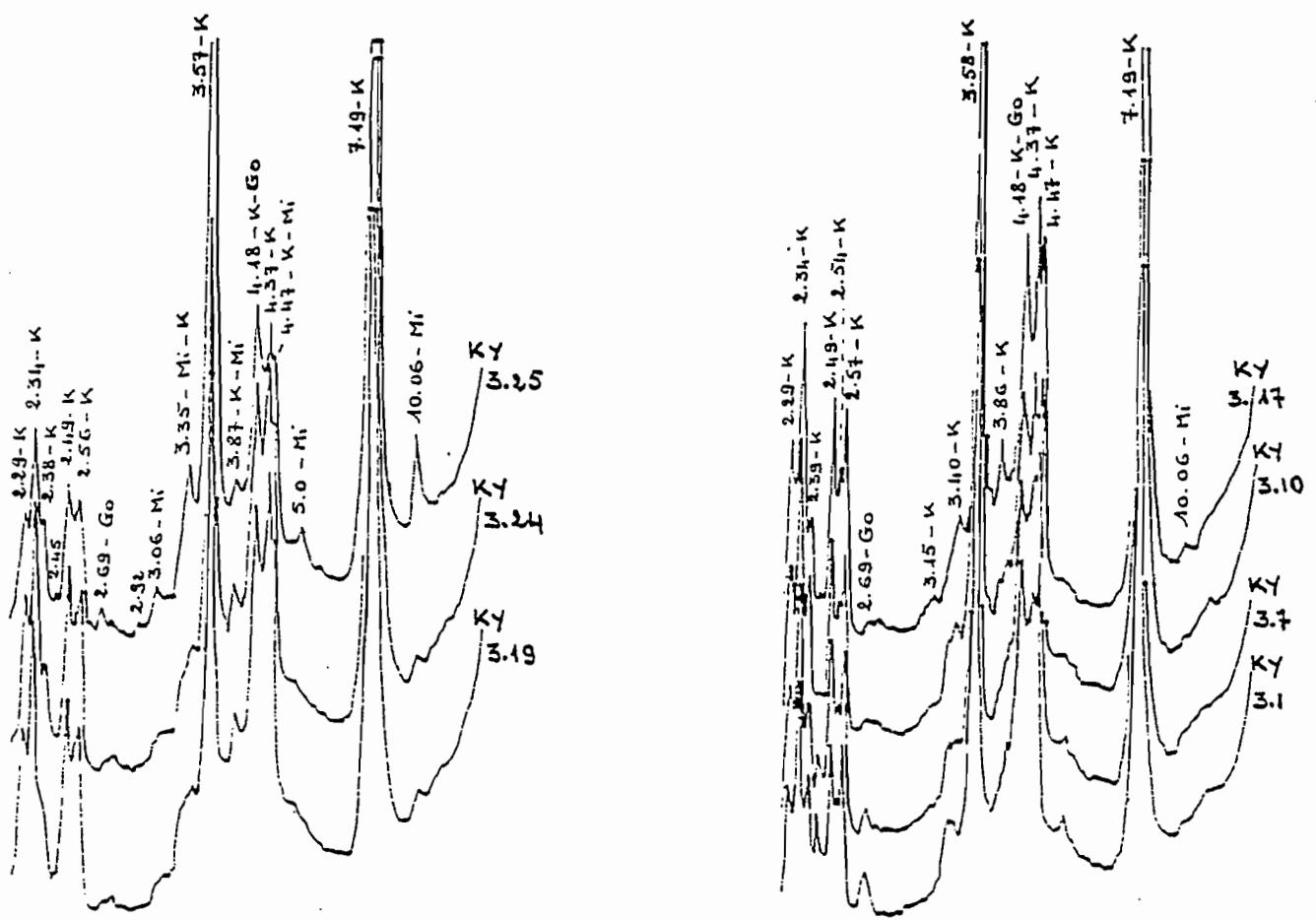


Fig. 19 - Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY3 (diagrammes de poudre)

parfois de l'épidote) ; la biotite montre une diminution du pléochroïsme avec ségrégation de masses d'hydroxydes brun sombre le long des clivages.

L'altération est kaolinique, avec des stades beaucoup moins étagés qu'en KY3, mais un peu moins intense qu'en KY1 : l'étagement des stades d'altération en KY3 semble lié au faciès de la roche mère.

C. La composition minéralogique.

1. Le profil KY3.

L'analyse par diffraction des rayons X a été effectuée sur l'ensemble des fractions granulométriques, afin de préciser l'évolution du complexe d'altération le long du profil KY3 (fig. 19, 20, 21) : proportions des différents minéraux primaires et secondaires.

a. Les amphiboles.

Du bas en haut du profil, les fractions fines (argiles et limons fins) ne montrent pas d'amphiboles. Ce n'est que dans les arènes les plus faiblement altérées (3.31 - 3.33 et 3.34 : roche friable) que l'on en observe des traces dans les fractions limons grossiers, sables fins et sables grossiers.

L'amphibole est donc très rapidement altérée, comme l'a montré l'étude micromorphologique.

b. Les plagioclases.

Les teneurs en plagioclases permettent de diviser le profil en deux parties :

- une partie supérieure, où les plagioclases ont été complètement altérés (3.1 : 30-50 cm à 3.27 : 1560-1580 cm).
- une partie inférieure où ils sont abondants (3.29 : 1635-1655 cm à la roche massive à 1903 cm). Il s'agit d'arènes mésocrates. Les plagioclases sont essentiellement localisés dans les fractions sables fins (on n'a pas de données suffisantes sur les sables grossiers) et limons grossiers, où ils sont abondants. Les limons fins n'en montrent que de faibles quantités et les fractions argileuses des traces. Dans les fractions limons fins et argiles, leurs proportions tendent à diminuer de bas en haut.

Interprétation.

L'altération des plagioclases commence par leur morcellement (LELONG, 1969) et est d'autant plus rapide qu'ils sont finement divisés. Leur répartition dans les différentes fractions granulométriques montre que la microdivision ne se poursuit plus actuellement (lacune dans les fractions fines, argiles et limons fins). *L'altération des plagioclases n'est pas actuelle.*

c. Les micas.

(1) Les teneurs en micas.

Dans les arènes mésocrates, quel que soit le degré d'altération, les micas sont essentiellement localisés dans les sables (fins et grossiers) où ils sont abondants (biotite), et pour une part beaucoup

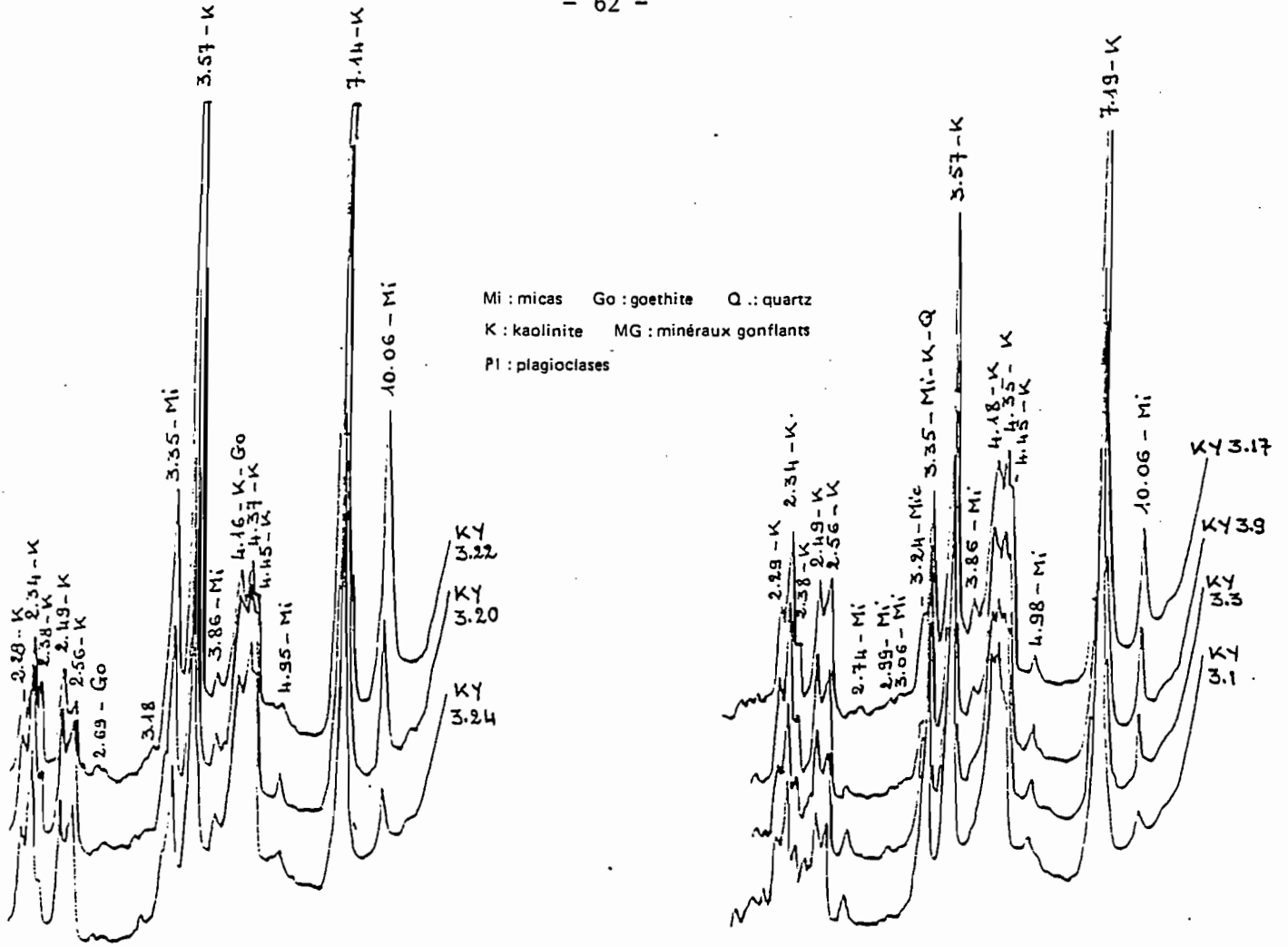
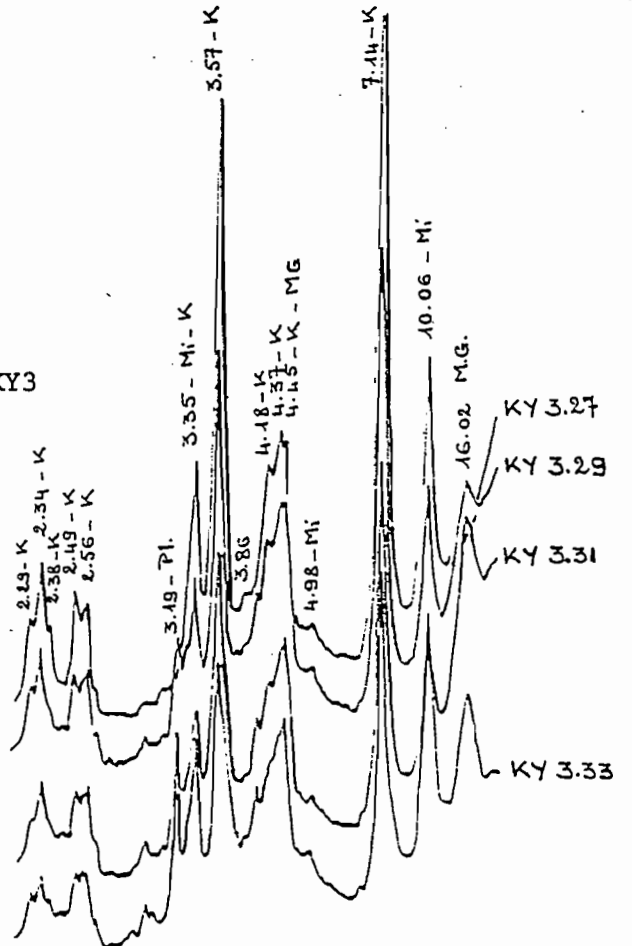


Fig. 20 - Diffractogrammes de rayons X des fractions limons fins du profil KY3 (diagrammes de poudre).



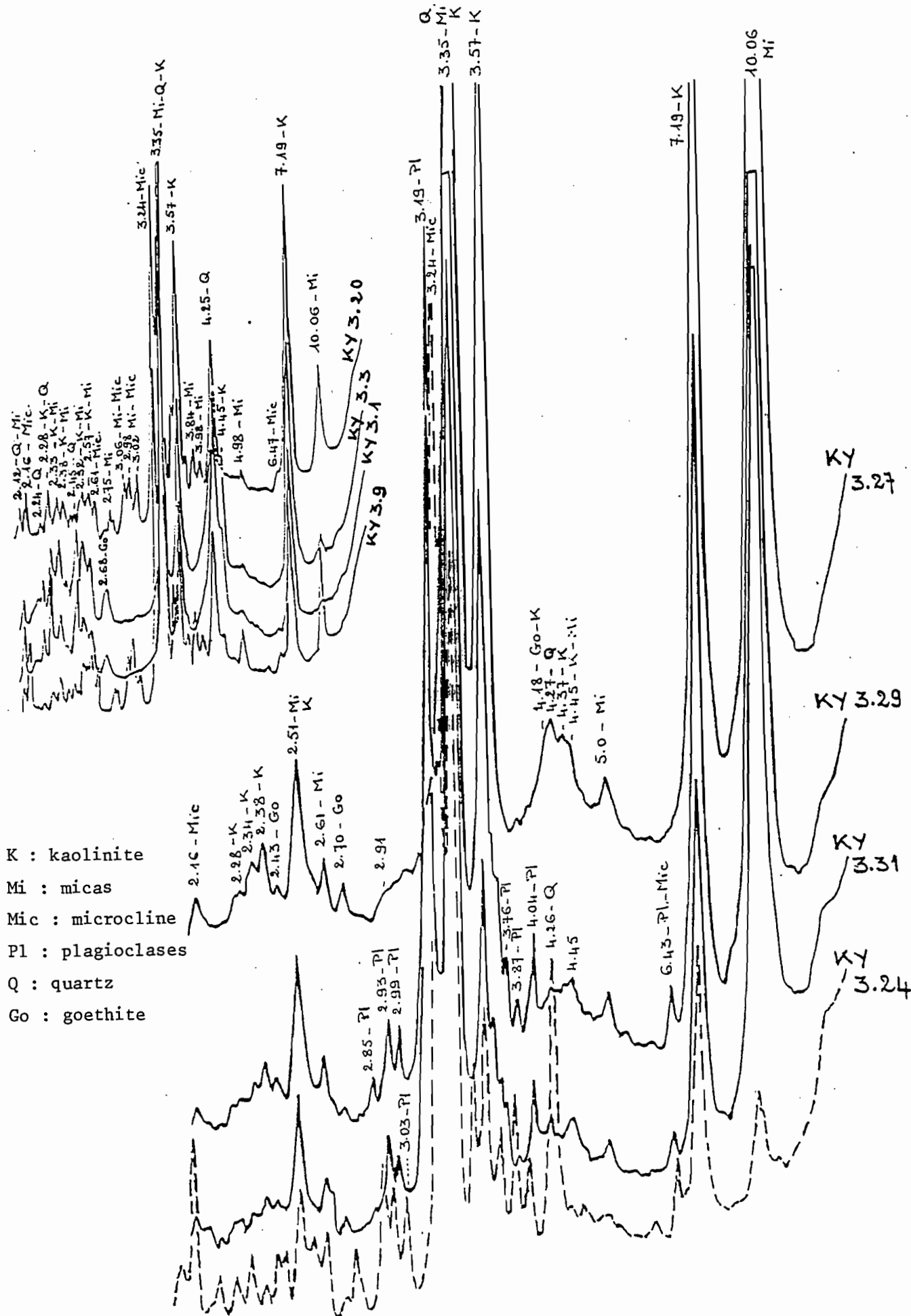


Fig. 21 - Diffractogrammes de rayons X des fractions sables fins du profil KY3 (diagrammes de poudre).

moins grande, dans les limons fins où ils sont moyennement représentés. Les limons grossiers et les fractions argileuses n'en contiennent que de faibles quantités. Dans les fractions argileuses, l'échantillon 3.26 (1510-1530 cm) se distingue par la teneur la plus faible en micas (des traces). Cette baisse est associée à la présence d'interstratifiés (14 V-14 M). Dans les fractions sableuses et limoneuses, il s'agit de biotite, à laquelle est associée une certaine proportion de mica de type séricite-muscovite, plus élevée dans les limons fins.

Le tableau n° 8 résume les variations des teneurs en micas (séricite-muscovite) dans les arènes leucocrates et l'horizon tacheté.

Tableau n° 8. Teneurs en micas des arènes leucocrates et de l'horizon tacheté du profil KY3.

cm	3.24 - 3.23 1340- 1360 microcline non altéré	3.17 - 3.20	3.11 - 3.13 600- 620 microcline moyennement altéré	3.9 microcline fortement altéré	3.3 - 3.1 30- 50
sables grossiers	traces	traces			0
sables fins	++	+++	++	++	+ traces
Limons fins	+	++	++	++	+
Argiles	traces	traces	traces	0	traces

↑
↓

représentativité : + faible ; ++ moyenne à faible ; +++ moyenne → sens de l'augmentation des teneurs.

- Cas des arènes mésocrates.

Il y a, dans l'ensemble de ces arènes, une lacune de micas dans les fractions limons grossiers qui, par ailleurs, sont très peu représentées. Cette lacune peut être imputable soit aux méthodes de fractionnement, soit au fait que les micas des limons fins et argiles ont une autre origine que ceux des fractions grossières. Les premiers proviendraient (au moins en partie) de l'évolution des amphiboles vers la kaolinite comme le montrent les observations micromorphologiques, les secondes seraient des micas primaires (biotite). A l'appui de cette hypothèse, on peut noter qu'en 3.26, l'apparition d'interstratifiés (14 V - 14 M) dans la fraction argileuse se fait aux dépens des micas.

- Cas des arènes leucocrates (tableaux n°8 et n°10).

De 3.24 à 3.11, les variations des teneurs en micas dans les différentes fractions granulométriques sont indépendantes de la teneur en ferro-magnésiens de la roche mère (rapport TiO_2/Al_2O_3). Le phénomène suggère une production plus forte de micas par séricitisation à partir de 3.20, confirmée par les observations micromorphologiques qui montre que la séricite est surtout abondante, au voisinage de la biotite (échantillon 3.16). Il semble lié à un milieu d'altération plus lessivant-oxydant à partir de 3.20 (brusque diminution du taux de saturation), mais peut être également dû à une variation dans la composition des plagioclases.

A la partie supérieure des arènes leucocrates (3.9), l'augmentation de la proportion de micas est accompagnée de celle des ferro-magnésiens de la roche-mère (augmentation du rapport TiO_2/Al_2O_3). Le sommet des arènes (3.7) est caractérisé par une forte altération des micas, responsable de la baisse de leur teneur. Ce processus est encore plus accusé dans l'horizon tacheté d'où le microcline a également disparu. Comme en KY 1, l'altération du microcline est corrélative de celle de la séricite.

(2) Les relations mica-kaolinite et l'évolution des micas.
Les arènes mésocrates.

Les micas sont d'origine primaire (biotite) ou secondaire (séricite).

L'étude micromorphologique a montré que la séricite est une étape intermédiaire dans l'altération pseudomorphique des amphiboles en kaolinite, et dans la kaolinisation des plagioclases.

Elle a montré également une oxydation rapide de la biotite et son évolution vers un faciès dioctaédrique, avec, à la partie supérieure des arènes mésocrates, une kaolinisation sur les bords. Les spectres d'absorption infrarouge des biotites isolées à l'éluutriomètre à partir des fractions sables grossiers (fig.22) montrent la présence de kaolinite, faible en 3.31 (arène montrant la plus forte proportion de smectites); assez importante en 3.25 (arène à plagioclases complètement altérés). Les courbes d'A.T.D. (fig. 23) confirment cette augmentation progressive de la kaolinite de 3.31 à 3.22 b (sommet des arènes mésocrates). Elles montrent également que l'hydroxylation des micas est intense dès 3.31. Les diffractogrammes de RX indiquent également une kaolinisation progressive de la biotite de la base au sommet des arènes, avec cependant des variations parfois irrégulières (tableau n° 9). L'analyse chimique (analyse totale par fusion au métaborate de strontium) de ces micas extraits à l'éluutriomètre à partir des sables grossiers montre que dès 3.33 (roche friable où les plagioclases sont à peine altérés et qui contient encore un peu d'amphiboles), 11.6 % seulement du fer est à l'état ferreux. Cette proportion ne varie guère jusqu'en 3.25 où elle passe à 10.4 % en même temps que le rapport K_2O/MgO solubles au triacide (de la terre totale) passe de 0.88 à 0.77, et que le taux d'hydroxylation des micas, ramené à Al_2O_3 passe de 0.376 à 0.357.

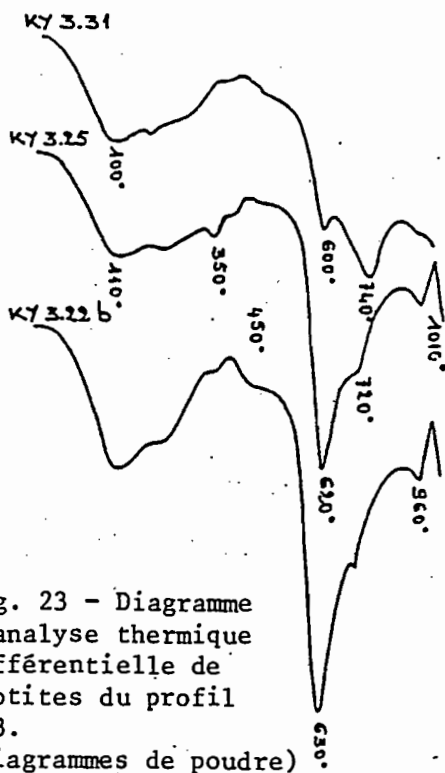


Fig. 23 - Diagramme d'analyse thermique différentielle de biotites du profil KY3.

(diagrammes de poudre)

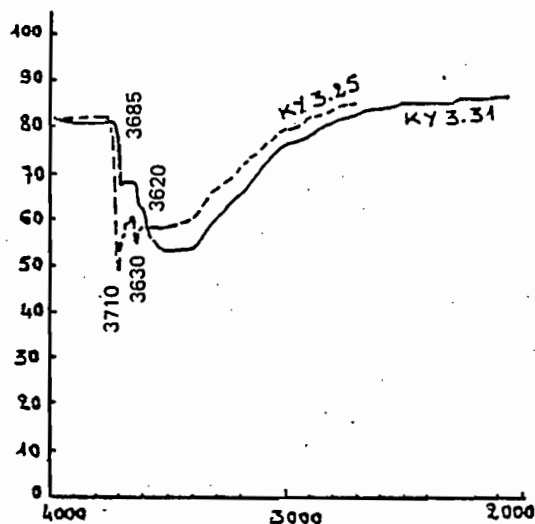


Fig. 22 - Spectre d'absorption infra-rouge de biotites du profil KY3.

Le rapport MgO total/ K_2O soluble au triacide (analyse triacide de la terre totale) diminue irrégulièrement de la base au sommet des arènes mésocrates. Il varie en sens inverse du rapport TiO_2/Al_2O_3 , c'est-à-dire de la proportion de ferro-magnésiens de la roche mère. Le phénomène ne peut s'expliquer que par la genèse de minéraux à K^+ interfoliaire (vermiculite et micas) aux dépens des amphiboles.

L'évolution des biotites indique donc, dès la base des arènes, un milieu lessivant-oxydant qui conduit à leur oxydation sans expulsion notable du potassium, avant leur transformation en kaolinite. Ce processus est à l'opposé de la vermiculitisation. Il réduit les possibilités ultérieures d'ouverture, même lorsque les conditions de la vermiculitisation sont alors réalisées.

L'intensité du développement des réflexions (ool) de la kaolinite par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) suit la proportion de micas. Elle augmente des fractions fines (argiles) aux sables, et également avec le degré d'altération et la proportion de minéraux ferro-magnésiens de la roche mère (rapport TiO_2/Al_2O_3). Dans les fractions sableuses, ses variations suivent celles du degré de kaolinisation des biotites extraits des sables grossiers dont la kaolinite proviendrait donc principalement de l'altération des biotites. Ce phénomène ne s'observe plus dans les fractions fines (argiles et limons fins), notamment dans les fractions argileuses des arènes mésocrates à plagioclases. Dans ces dernières les variations de l'intensité du développement des réflexions (ool) de la kaolinite par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) en fonction de celles des micas sont irrégulières : la diminution

Tableau n° 9. Relations mica-kaolinite dans les arènes mésocrates du profil KY3.

échantillons avec différentes profondeurs de prélèvement en cm fractions granulométriques		plagioclases peu ou partiellement altérés						plagioclases complètement altérés					
		3.34 1903cm	3.34 b 1903 cm	3.33 1893-1903	3.32 1855-1875	3.31 1730-1750	3.30 1730-1750	3.29 1687-1707	3.28 1635-1655	3.27 1560-1580	3.26 1510-1530	3.25 1443-1455	3.22
Argiles	micas (001)	9.7	5.0	2.9	1.7	2.6	1.6	3.0	3.2	2.2	1.0	4.3	4.4
	kaolinite (001)	11.5	19.0	13.0	23.8	12.0	16.0	18.2	21.5	21.2	16.7	39.5	42.0
	(001)/(020)	1.7	2.0	1.2	2.3	1.1	1.3	1.7	2.0	1.7	1.3	4.8	4.8
limons fins	micas (001)	15.6	20.3	11		7.4		8.0		11.0		12.1	14
	kaolinite (001)	9.5	27	13.8		15.0		19.5		30.0		30.5	39
	(001)/(020)	1.7	5.4	2.1		2.1		2.6		3.6		4.9	6.6
limons gros.	micas (001)	3.2	4.3	2.0	2.5	4.1	3.3	3.7					
	kaolinite (001)	2.1	5.8	1.9	10.7	7.0	11.5	12.2	6.8*			15.3*	24*
	(001)/(020)	1.3	2.2	1.2	3.8	3.5	4.1	3.3	6.8			25.2	24
sables fins	micas (001)	21.7		12		32.5		37.5		36		41	
	kaolinite (001)	2.1		2.3		13.4		24.3		34		34	
	(001)/(020)	3.0		1.9		9.6		18.7		16.2		19	
sables gros.	micas (001)											22	28.5
	kaolinite (001)											10.6	8.5
	(001)/(020)											17.7	14.2
sables gros. Digt.	(001)kaolin.x 100	4		4		16		22		41		30	
	(001) biotite												
	TiO ₂ /Al ₂ O ₃			2.23	3.33	4.74	3.05	4.78	4.65		3.75		
	Indice d'alté- ration de WACKERMANN			6.4	8.7	7.0	8.7	8.7	9.7	17.6			

Tableau n° 10. Relations kaolinite-micas dans les limons fins et les sables fins des arènes leucocrates du profil KY3.

	3.24	3.23	3.20	3.18	3.17	3.15	3.13	3.11	3.9	3.7	3.3	3.1
hauteur du pic 001 des micas fract. Limons fins	2.8	2.8	7.2	5.2	5.2	4.8	3.6	5.8	4.2	2.2	2.8	1.6
hauteur du pic 001 des micas fract. sables fins	3.9	3.5	7.1	10.3	10.0	4.2	4.8	3.7	7.8	4.5	1.6	légères traces
TiO_2/Al_2O_3		0.71	0.95	0.62			0.63		1.25	1.35	2.98	4.40
K_2O soluble %		0.32	0.34	0.41			0.39		0.45	0.46	0.16	0.13
hauteur raie 001 de la kaolinite fract. Limons fins	22.9	23.9	31.9	27.4	27.5	32.2	31.5	> 32	31.5	28.8		
hauteur raie 020 de la kaolinite fract. Limons fins	9.2	9.8	8.9	8.5	8.9	8.5	7.3	7.8	9.0	9.0		
K (001)/ K (020) fract. Limons fins	2.5	2.4	3.6	3.2	3.1	3.8	4.3	4.1	3.5	3.2		
(001)/(020) fract. argileuses		2.4	2.3	1.8	2.5	2.0						
hauteur raie 001 de la kaolinite fract. sables fins	8.6	8.0	19	18.3	17.3	11.8	3.8	5.9	10.5			
hauteur raie (020) de la kaolinite fract. sables fins	0.7	0.6	0.8	0.8	0.7	0.8	0.3	0.5	1.4			
K (001)/K. (020) sables fins	14	14	25	24	26	11	14	13	7			

des teneurs en micas en 3.34 b, 3.32 et 3.30, leur augmentation en 3.29 sont associées à une augmentation de l'intensité du développement des réflexions (ool) de la kaolinite et à une altération plus forte qui se manifeste essentiellement aux dépens des amphiboles (les diffractogrammes de RX des biotites extraites des sables grossiers indique une kaolinisation à peu près constante de 3.34 à 3.34 b et 3.33). *Dans les fractions fines, la kaolinite à grand développement des réflexions (ool), se forme aux dépens des amphiboles, c'est-à-dire des mêmes minéraux primaires que les smectites qui lui succéderont dans le temps.*

Les arènes leucocrates et l'horizon tacheté.

Les données analytiques sont résumées dans le tableau n° 10. Dans les arènes où le microcline n'est pas altéré (3.24 à 3.17), la kaolinite à grand développement des réflexions (ool), ainsi que les micas, sont localisés de manière préférentielle dans les sables fins. Cet habitus est partiellement transféré dans les limons fins pour les arènes où le microcline est altéré (à partir de 3.15). On observe, en même temps une baisse des teneurs en micas, qui indique une altération de ceux-ci, et une augmentation de la proportion d'argiles (au sens granulométrique). Le phénomène suggère que l'altération des séricites s'accompagne probablement d'un morcellement de la macrokaolinite qui leur est associée.

d. Le microcline

Le tableau n° 11 donne la répartition du microcline dans les différentes fractions granulométriques, de la base au sommet du profil. La lecture de ce tableau montre que :

- dans les faciès mésocrates, le microcline s'altère mal, probablement à cause de l'abondance de la biotite et des ions K^+ dans un milieu d'altération où cette dernière s'oxyde très rapidement.

- dans les arènes leucocrates, il subit un morcellement dès leur partie inférieure et une altération sensible à leur partie supérieure (3.9). Il disparaît à leur sommet (3.7) alors que l'analyse triacide signale des proportions encore notables de K_2O insoluble (0.85 % en 3.7 et 1.02 % en 3.9) associé à Al_2O_3 insoluble, et qui ne deviennent négligeables qu'en 3.6 (0.06 % de K_2O insoluble).

L'altération est donc beaucoup moins forte que dans le profil KY1 : le front de disparition totale du microcline remonte de près de 6 mètres.

Tableau n° 11. Evolution des teneurs en microcline dans le profil KY3.

	arènes mésocrates 3.33 à 3.22	arènes leucocrates encaissés dans les arènes mésocrates 3.24 et 3.23	arène blanchâtre + arène jaune pâle 3.20 à 3.13	arène jaune à taches blanchâtres et plages rouges 3.11 à 3.9	3.7 à 3.1
Sables grossiers	++++	++++	++++	++	0
Sables fins	0	++++	++++	+++	+ à 0
Limons grossiers	0				
Limons fins	0	0 à traces	0 à traces	+	0
Argiles	0	0	0	0	0

teneur : + faible ; ++ assez faible ; +++ moyenne ; ++++ assez bonne ; +++++ bonne

e. La kaolinite.

(1) Localisation.

Les fractions argileuses.

Des arènes leucocrates à l'horizon tacheté (3.1 à 3.24), la kaolinite est le constituant quasi exclusif de la fraction argileuse (95 %), et est accompagnée de traces d'illites (moins de 5 %). Les arènes mésocrates à plagioclases complètement altérés se distinguent des matériaux précédents par une augmentation de la teneur en micas (15-20 %). Dans les arènes mésocrates faiblement altérées (à plagioclases), les proportions de kaolinite varient d'environ 60 % à la partie supérieure, à 30 % à la partie inférieure au profit des "smectites".

Les autres fractions granulométriques.

Dans les arènes mésocrates, l'étude des relations mica-kaolinite a montré que la localisation de cette dernière dans les fractions granulométriques plus grossières que l'argile suit celles des micas. Il s'agit d'une kaolinite à plus grand développement des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), et d'autant plus accentué que le degré d'altération augmente ou que l'on va vers des fractions plus grossières. Dans les fractions grossières (limons grossiers et sables) des arènes les plus faiblement altérées (3.34, 3.33), on n'observe que des traces de kaolinite. Par rapport à l'ensemble des fractions granulométriques, les proportions de kaolinite les plus faibles sont dans les limons grossiers.

Dans les arènes leucocrates aussi bien d'après les intensités des réflexions (ool) que celles des réflexions (020), la kaolinite est localisée d'abord dans les fractions argileuses, puis dans les limons fins (dont il faut signaler que la séparation d'avec les argiles est imparfaite). Elle est beaucoup moins abondante dans les sables fins (surtout si l'on considère les intensités des réflexions (020), où ses teneurs s'abaissent brusquement au sommet des arènes leucocrates, dans l'arène jaune pâle, sablo-argileuse, à nombreuses petites plages argileuses (3.11 à 3.7).

Interprétation.

L'étude montre, en relation avec celle des rapports mica-kaolinite, qu'il existe deux types de kaolinite :

- l'un à grand développement des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) et qui ne provient pas de la réorganisation de celui qui est issu des feldspaths par néogénèse. Il est dérivé de feuilletés micacés et est principalement localisé dans les fractions granulométriques plus grossières que les argiles (limons fins et surtout stables).

- l'autre, dérivé de feldspaths par néogénèse et principalement localisé dans les fractions argileuses et pour une part encore importante, dans les limons fins.

(2) Cristallinité.

Les données analytiques.

Dans les arènes leucocrates et dans l'horizon tacheté, si l'on ne considère que le développement relatif des raies basales, la kaolinite est bien ordonnée. Mais, si l'on fait intervenir le degré de résolution et l'intensité des réflexions des triplets $4.45 \text{ \AA} - 4.17 \text{ \AA}$, $2.56 \text{ \AA} - 2.49 \text{ \AA}$ et $2.38 \text{ \AA} - 2.28 \text{ \AA}$, on peut dire que dans :

- l'horizon tacheté et le sommet des arènes leucocrates (3.1 à 3.7) la kaolinite est moyennement ordonnée dans les fractions argileuses, et assez bien ordonnée dans les limons fins.
- la partie supérieure des arènes leucocrates (3.9 à 3.14), elle est bien ordonnée aussi bien dans les argiles que dans les limons fins.
- la partie inférieure des arènes leucocrates (3.15 à 3.24), elle est encore mieux ordonnée tant dans les argiles que dans les limons fins.

Pour les fractions granulométriques plus grossières, la présence du quartz ne permet pas de comparaison avec les fractions fines.

Dans les arènes mésocrates à plagioclases complètement altérés, la kaolinite est bien ordonnée aussi bien dans les argiles que dans les limons fins. A la partie supérieure des arènes mésocrates faiblement altérées (3.28 à 3.30), la kaolinite des fractions argileuses est assez bien ordonnée, celle des limons fins ne s'en distingue que par un développement plus important des réflexions (ool), ce caractère étant beaucoup plus accusé dans les sables.

A la partie inférieure des arènes mésocrates (3.31 à 3.34) la kaolinite des fractions argileuses est désordonnée et de type fire-clay. Mais le désordre est moins grand qu'à la base de l'arène leucocrate du profil KY1 (cf. 1.29). Le désordre diminue dans les limons fins. Dans les passées à altération plus poussée (3.32, 3.34 b), la kaolinite des fractions argileuses a les mêmes caractères que dans les arènes mésocrates à plagioclases complètement altérés.

Interprétation.

De bas en haut du profil, le degré d'organisation de la kaolinite des fractions argileuses évolue d'abord dans un sens progressif puis dans un sens régressif au sommet du profil. C'est une caractéristique des profils ferrallitiques (LELONG, 1969 ; LAFOND, 1965). Il s'agit essentiellement de l'évolution de kaolinite dérivée de feldspaths. Par contre, la kaolinite dérivée de feuillets micacés est d'emblée bien ordonnée. Sa présence dans les fractions argileuses contribue à diminuer le désordre à la partie inférieure du profil par rapport à KY1 (sur migmatite très leucocrate). Elle est dominante à quasi exclusive dans les fractions granulométriques grossières (limons fins et surtout sables fins) qui sont ainsi caractérisés par une kaolinite bien ordonnée dès la partie inférieure du profil : c'est un héritage du passage du front d'altération kaolinitique.

f. Les minéraux gonflants.

(1) Localisation.

Les minéraux gonflants apparaissent essentiellement dans les arènes mésocrates faiblement altérées (à plagioclases). Au-delà, on peut en observer de très faibles quantités (aux dépens des micas), comme en 3.26, alors qu'on n'en trouve pas en 3.27, plus riche en ferro-magnésiens.

Ils sont principalement localisés dans les fractions argileuses, avec une part encore notable dans les limons fins (en fait mal séparés des argiles). Quelques échantillons seulement en montrent des traces dans les limons grossiers (3.34, 3.32). On en trouve de petites quantités dans les sables fins, mais seulement de 3.31 à 3.28. Les sables grossiers n'en montrent pas.

Dans les fractions argileuses, leurs proportions varient de manière irrégulière de bas en haut du profil. Ces variations sont résumées sur le tableau n° 12 dont la lecture indique que :

- la proportion de minéraux gonflants est fonction de deux paramètres. Elle diminue quand le degré d'altération augmente, et, pour un degré d'altération donné, elle augmente avec la teneur en minéraux ferro-magnésiens de la roche mère (rapport TiO_2/Al_2O_3). L'augmentation du degré d'altération ne s'accompagne pas d'une diminution du rapport MgO/K_2O soluble au triacide, c'est-à-dire d'un lessivage plus accentué de MgO . Les variations de ce rapport montrent que le magnésium est essentiellement lié à la biotite de 3.32 à 3.26. Celui des amphiboles a donc été d'emblée totalement lessivé. Il n'y a que dans la roche friable (3.33) qu'un peu de magnésium est encore lié aux amphiboles.

Tableau n° 12. Variations des teneurs en minéraux gonflants et de quelques paramètres - profil KYJ.

	3.34	3.34 b	3.33	3.32	3.31	3.30	3.29	3.28	3.27	3.26
teneurs en minéraux gonflants des fractions argileuses Z	65	50	45.50	35.40	60.70	25.35	35.45	25.35	0	0
TiO_2/Al_2O_3			2.23	3.33	4.74	3.05	4.78	4.65	4.08	3.75
MgO sol au triacide Z			0.88	1.42	1.82	1.09	1.49	1.55	1.49	1.83
K_2O sol au triacide Z			0.61	1.10	1.82	0.88	1.43	1.54	1.71	1.60
MgO sol/ K_2O sol			1.44	1.29	1.02	1.24	1.04	1.00	0.87	1.14
Fe_2O_3/K_2O sol			5.73	5.82	4.72	6.25	6.47	5.20	4.38	5.00
Fe_2O_3/TiO_2			9.7	9.6	8.7	9.0	9.6	7.3	7.5	
CaO sol Z			0.27	0.29	1.04	0.39	0.42	0.30	0.23	0.17
Indice d'altération de WACKERMANN										
$\frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2}{MgO + Na_2O}$			6.4	8.7	6.98	8.7	8.7	9.7	17.6	
SiO_2/Al_2O_3 moléculaire			4.13	3.05	3.39	2.91	3.08	2.74	2.57	2.51

Mi : micas
 In : interstratifiés
 (14 M - 14 V)
 S : smectites

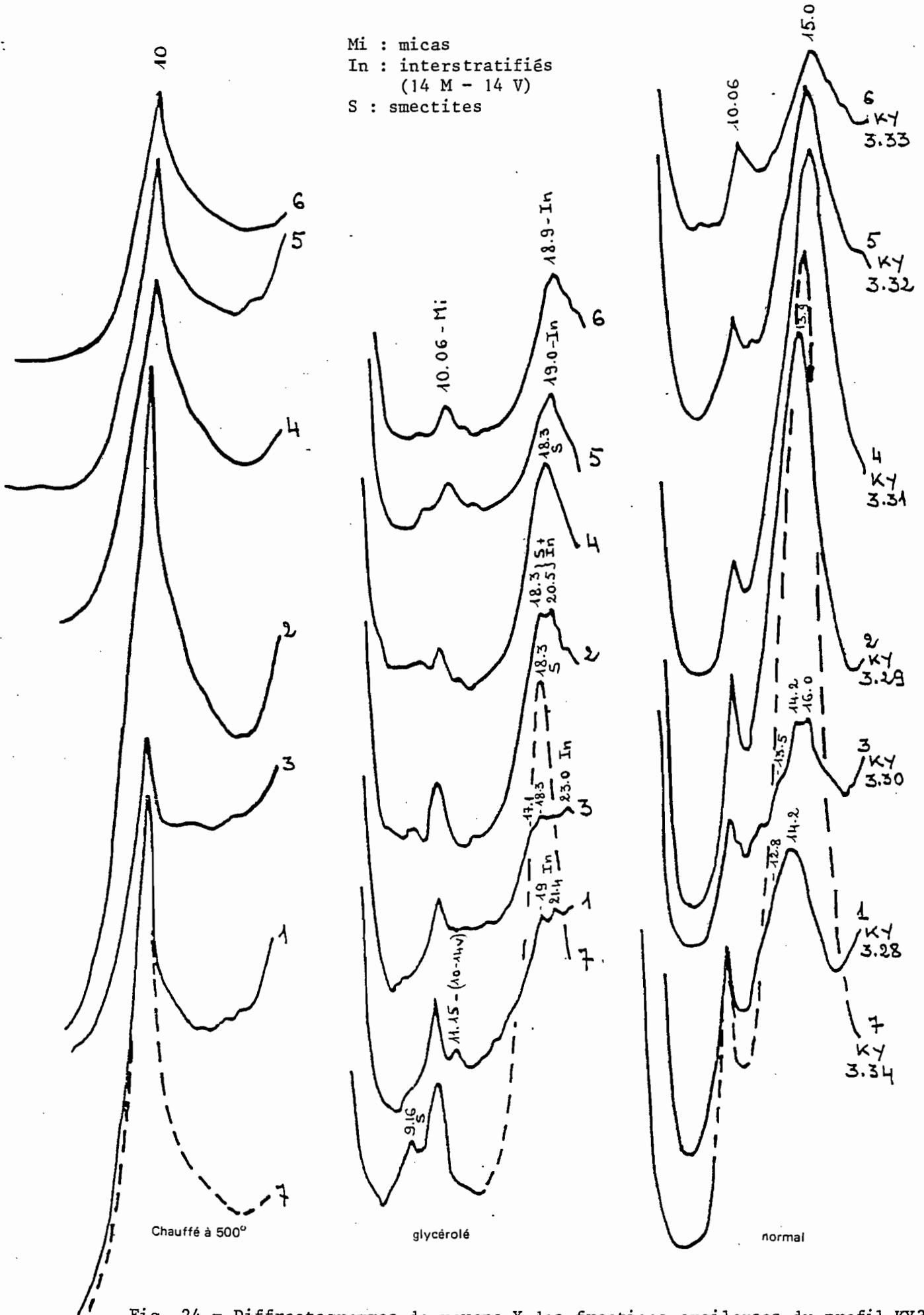


Fig. 24 - Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY3 (agrégats orientés)

- le rapport MgO total/ K_2O soluble au triacide est inversement proportionnel au rapport TiO_2/Al_2O_3 . En l'absence d'une altération significative de la biotite, le phénomène suggère la production de minéraux micacés aux dépens des amphiboles.

(2) Caractérisation.

Les minéraux gonflants ont le plus souvent des comportements d'interstratifiés (14 M - 14 V) associés à un peu d'interstratifiés (10 - 14 V), (fig. 24). Le désordre dans l'interstratification augmente avec l'indice d'altération de WACKERMANN et diminue grosso modo du haut en bas du profil. Ce n'est qu'à la base de celui-ci que les interstratifiés cèdent la place aux smectites (KY 3.34 : roche friable). Il en est de même en KY 3.31 (indice d'altération de WACKERMANN plus faible malgré la position de l'échantillon dans le profil). Mais le diagramme étalé montre qu'il s'agit encore en KY 3.31, d'un mélange de smectites, d'interstratifiés (14 M - 14 V), de vermiculite et d'interstratifiés (10 - 14 V).

La figure n° 25 montre le comportement de deux échantillons (KY 3.32 et 3.34 b) saturés par K^+ , avant et après traitement à la soude 0.5 N (HASHIMOTO et JACKSON, 1960) pour KY 3.32. Les smectites qui entrent dans la constitution des interstratifiés ou les accompagnent sont des smectites de transformation.

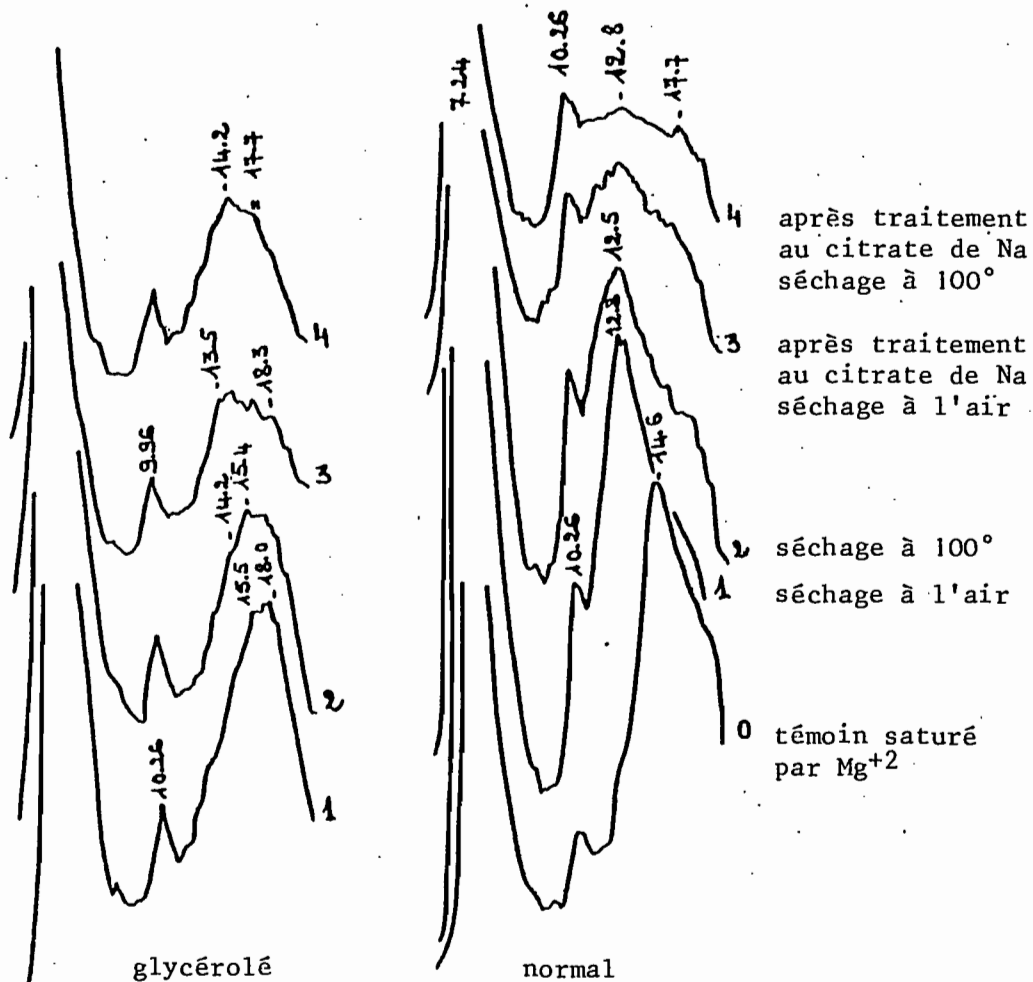
Les observations au MEB montrent que les feldspaths ne donnent que de la kaolinite (Pl. II, 5). Au MET, les "smectites" extraites des sables grossiers par passage aux ultra-sons montrent un habitus micacé (Pl. II, 6).

Ces caractères suggèrent que les minéraux gonflants se forment à partir des amphiboles par l'intermédiaire d'une étape vermiculitique.

g. Conclusion à l'étude minéralogique du profil KY 3.

Cette étude permet d'esquisser les grands traits de l'histoire pédogénétique :

a. KY3.32



b. KY3.34 b

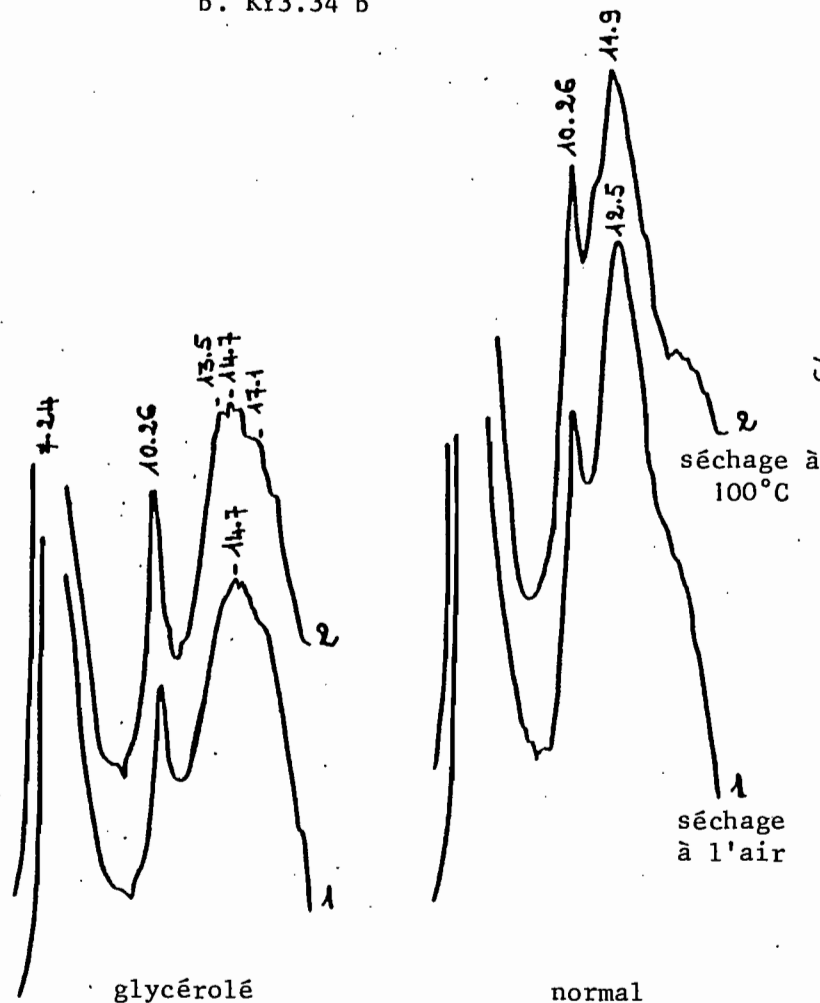


Fig. 25 - Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses du profil KY3, saturées par K⁺ (agrégats orientés).

(1) une phase d'altération kaolinique en milieu lessivant oxydant (ferrallitisation) pendant laquelle il y a une évolution des amphiboles par l'intermédiaire de la vermiculite puis des feuillets micacés, une microdivision des plagioclases avec une évolution en kaolinite partiellement par l'intermédiaire de la séricite, une oxydation des biotites sans expulsion notable du K^+ (évolution vers un faciès dioc-taédrique), une microdivision puis une kaolinisation du microcline.

(2) affaiblissement de cette altération kaolinique par diminution de l'intensité de la percolation : les processus d'altération sont désormais limités à des transformations ménagées conduisant les feuillets micacés (type vermiculite) résiduels de l'ancienne altération kaolinique vers les smectites. Par contre, les feuillets micacés de type séricite-muscovite (y compris les biotites oxydées sans expulsion notable de K^+ , et qui ont acquis un comportement de muscovite) résistent à ces transformations et montrent ainsi le caractère très ménagé de ces dernières. Cette "fossilisation" des biotites par l'altération kaolinique est ainsi un processus qui permet de suivre la trace de celles-ci, même dans un milieu devenu ultérieurement smectitique. Dans ces conditions, les minéraux gonflants sont presque exclusivement associés aux amphiboles dans ces matériaux : l'altération des granites et des migmatites sans amphiboles n'en donneront pas.

2. Le profil KY 8.

La kaolinite est quasi exclusive (95 à 100 %) dans les fractions argileuses (qui ne montrent que des traces de micas) jusque dans la roche massive (8.15 à 1310 cm). Dès cette dernière et dans l'arène sableuse immédiatement sus-jacente, la kaolinite est d'emblée assez bien ordonnée. Elle est bien ordonnée sur le reste du profil (étudié jusqu'à 330 cm, dans l'horizon argileux tacheté à structure prismatique). Ces résultats sont en accord avec l'étude micromorphologique qui montre l'abondance de macrokaolinite (issue des amphiboles) dans l'arène sableuse. *L'étagement des stades d'altération kaolinique est beaucoup moins grand que dans le profil KY3 où il semble ainsi lié à la texture et à la structure migmatitiques.*

D. Etude chimique.

1. Le profil KY 3.

a. Les données analytiques.

Le tableau n° 13 résume les variations du résidu d'altération et du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de la fraction soluble au triacide, le long du profil, et la figure n° 26 représente les relations titane-fer dans les profils KY 3 et 8.

b. Interprétation.

(1) Le résidu d'altération.

Les variations de sa composition divisent le profil en trois zones principales (tableau n° 13) :

Tableau n° 13. Principaux résultats de l'analyse triacide du profil KY3.

	arènes mésocrates								arène blanchâtre très sèche		arène jaune pâle moins sèche (argil. plus forte)				horizon tacheté		
	3.33 1893- 1903cm grain gross.	3.32 1855- 1875cm grain fin	3.31 1730- 1750cm grain fin	3.30 1730- 1750cm grain gross.	3.29 1687- 1707cm	3.28 1635- 1655cm	3.27 à 1560- 1580cm	3.26 1510- 1530cm	3.23 à 1340- 1360cm	3.18 930- 950cm	3.16 à 770- 790cm	3.13 600- 620cm	3.10 à 470- 490cm	3.7 300- 320cm	3.6 à 240cm	3.2 60- 80cm	3.1 30- 50cm
Al ₂ O ₃ insoluble	12.56	8.61	10.09	10.65	9.29	8.16	4.69 à	3.67	5.36 à	5.49	3.98	3.25	1.92 à	1.34	0.16 à	0.14	0.24
K ₂ O insoluble	3.73	3.14	1.88	3.28	3.02	2.63	3.19 à	3.48	4.16 à	4.94	3.52	2.63	1.49 à	0.85	0.06 à	0.03	0.14
Na ₂ O insoluble	2.73	1.57	2.40	2.21	1.89	1.69	0.26 à	0.18	0.17 à	0.22	0.19	0.15	0.12 à	0.11	0.06	0.07	
CaO insoluble	1.16	0.67	1.22	1.06	0.91	0.80		0.06	0.06 -	0.11	0.08	0.07		0.07	0.07	0.07	
MgO insoluble	0.01	traces	0.02	0.01	0.03	0.01	traces à	0.01		0.01	traces	0.01		0.01	0.01-traces	0.01	
Fe ₂ O ₃ insoluble	0.08	0.04	0.09	0.06	0.10	0.04	0.02 à	0.01	0.02 à	traces	traces	0.02		0.02	traces	0.01	
K ₂ O soluble	0.61	1.10	1.82	0.88	1.43	1.54	1.71 à	1.60	0.32 à	0.41	0.30	0.39	0.38 à	0.46	0.36	0.13	
MgO soluble	0.88	1.42	1.85	1.09	1.49	1.55	1.49 à	1.83	0.11 à	0.15	0.08	0.08	0.14 à	0.16	0.14 à	0.17	0.05
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ solubles (rapport mol.)	4.13	3.05	3.39	2.91	3.08	2.74	2.57 à	2.51	2.25 à	2.21	2.13	2.10	2.11 à	2.05	2.07	1.78	
	Zone inférieure						Zone moyenne				Zone supérieure						
							(a)				(b)						

- une zone inférieure, qui n'existe pas en KY1, et qui est caractérisée par une altération totale (ou presque) limitée aux amphiboles (MgO et Fe₂O₃ insolubles), une altération faible des plagioclases (Na₂O insoluble), une accumulation relative de la biotite (MgO et K₂O solubles) et du microcline (K₂O insoluble). Dans cette partie, les variations de la composition du résidu d'altération sont liées à celles des faciès pétrographiques.

- une zone moyenne où l'altération totale gagne aussi les plagioclases, mais où il y a une accumulation relative de la biotite (dans les faciès mésocrates) et du microcline qui commence cependant à s'altérer dans la partie supérieure de cette zone (zone moyenne (b)). Cette zone est très fortement développée par rapport à KY1 : il y a un abaissement très important du front d'apparition des plagioclases, associé à une remontée également très importante du front d'altération du microcline.

- une zone supérieure caractérisée comme en KY2 par une altération totale de tous les minéraux primaires à l'exception du quartz, et qui est très faiblement développée par rapport à KY1.

(2) Le rapport SiO₂/Al₂O₃.

Ses variations sont fonction de la nature des minéraux argileux et de la proportion de micas. Elles indiquent :

- un mélange de minéraux gonflants, de kaolinite et de micas dans la zone inférieure ;
- de la kaolinite associée à un peu de micas sur le reste du profil, à l'exception des arènes mésocrates (riches en biotite) et du sommet de l'horizon tacheté, induré en carapace (3.1, à altération beaucoup plus poussée, avec une allitisation partielle).

(3) Les relations titane-fer (fig. 26).

Dans le profil KY3 elles individualisent trois familles de matériaux :

- les arènes (3.33 à 3.7) dont les teneurs en titane sont proportionnelles à celles du fer. La régression, d'abord linéaire pour les arène leucocrates, est ensuite parabolique pour les arènes mésocrates.
- la carapace (3.1 à 3.3) dont les teneurs en titane sont inversement proportionnelles à celles du fer.
- entre ces deux familles, les échantillons de l'horizon tacheté qui ont un comportement intermédiaire (pas de variations des teneurs en titane en fonction de celles du fer).

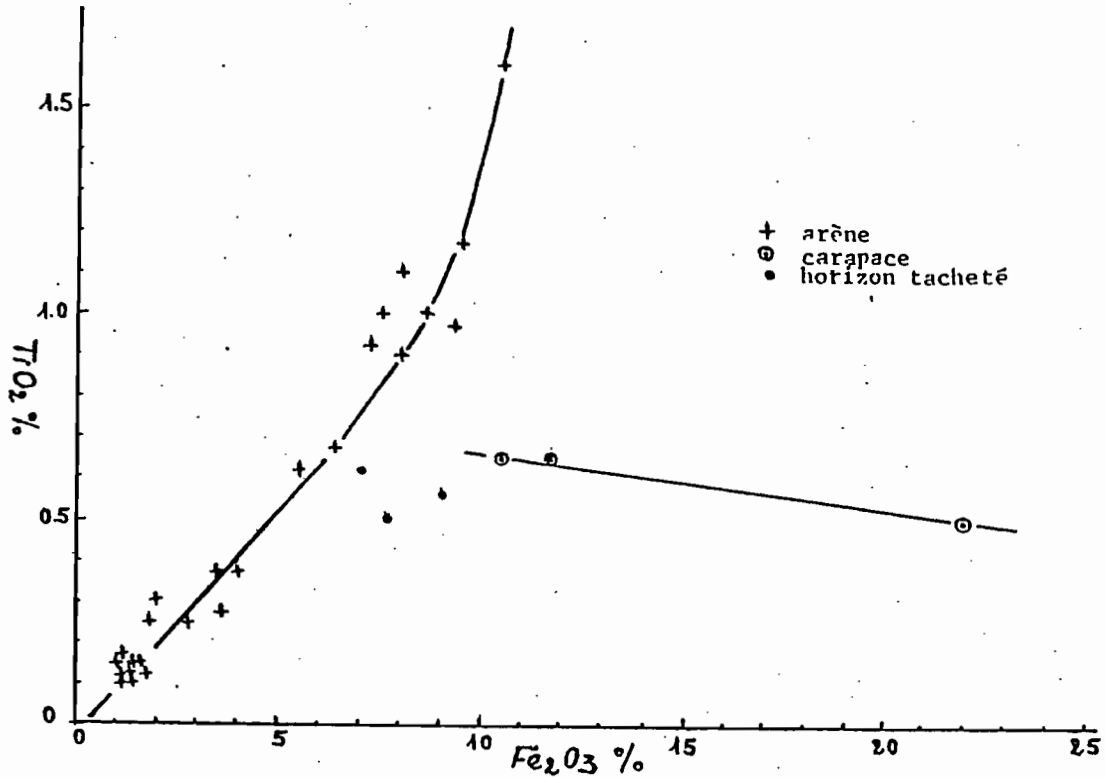


Fig. 26 - Relation titane-fer dans le profil KY3.

En KY8, on retrouve comme en KY1 deux familles de matériaux qui correspondent aux deux premières du profil KY3.

Dans les deux profils, les familles des arènes montrent une accumulation relative de fer et de titane, tandis que celles des carapaces montrent une accumulation de fer sans titane (accumulation absolue de fer). En KY8, les horizons bigarrés non indurés en carapace se rangent dans la famille des arènes.

Les carapaces apparaissent comme le résultat de processus d'accumulation absolue de fer à la partie supérieure d'arènes ferrallitiques.

2. Le profil KY8.

Les variations du résidu d'altération sont du même type que dans le profil KY1. Les plagioclases n'apparaissent, et brutalement que dans les écailles d'altération de la roche massive. Le microcline disparaît brusquement en 8.10 (1080-1100 cm), c'est-à-dire à 200 cm au-dessus de la roche massive, au lieu de 400 cm en KY1. L'altération est aussi poussée qu'en KY1.

3. Conclusion.

Si l'on ne considère que le front d'apparition des feldspaths potassiques, KY3 correspond à une zone d'altération plus ménagée, tandis que si l'on considère celui des plagioclases, il correspond à un enfoncement du front d'altération kaolinique. *Il y a, en KY3, une péné-*

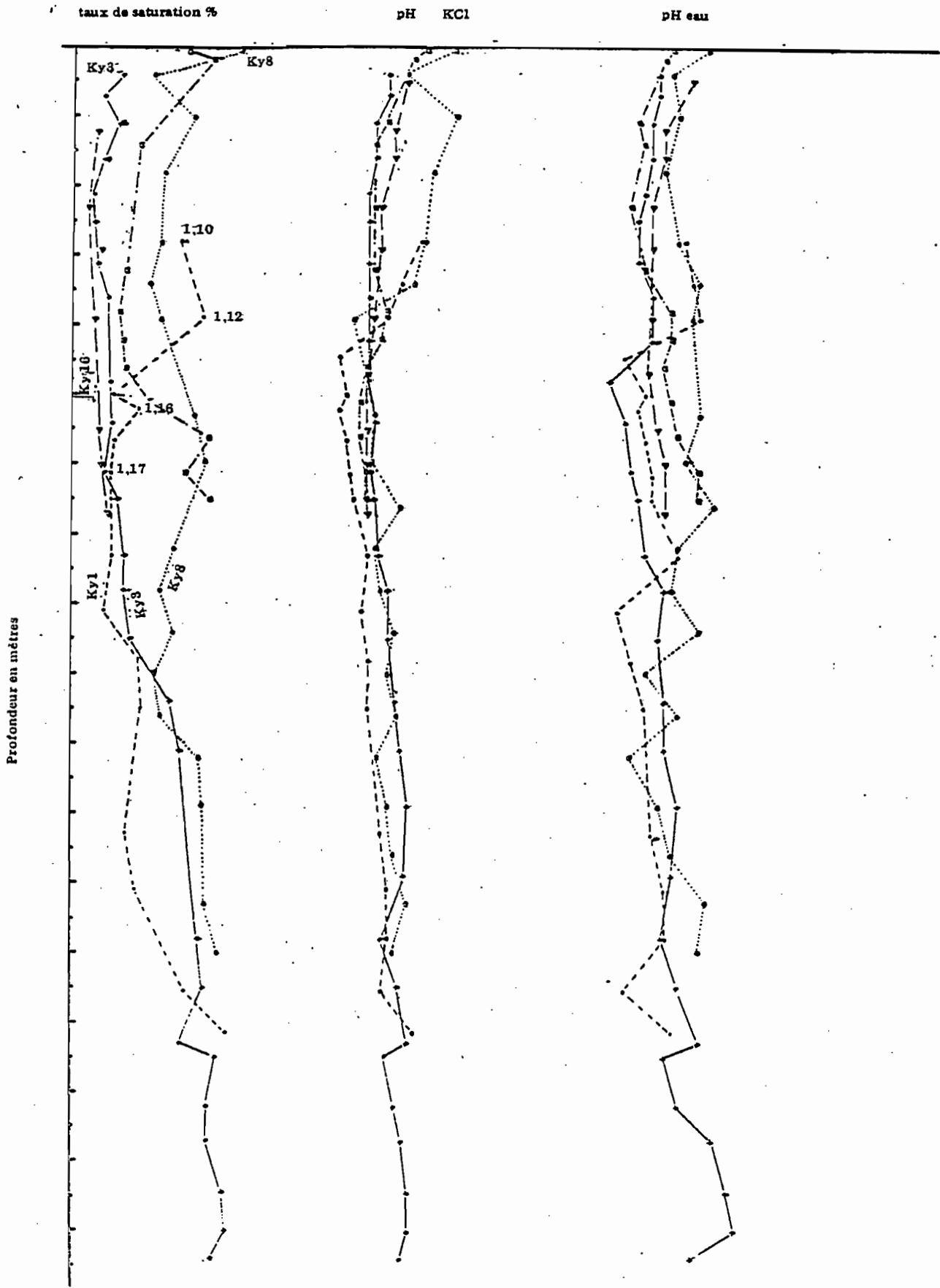


Fig. 27 - Variation du pH et du taux de saturation en fonction de la profondeur dans les profils KY1 à KY16.

tration plus profonde de l'altération kaolinique, mais avec un étagement beaucoup plus grand de ses stades. Le phénomène est associé à une texture et une structure migmatitiques. Sur les granites, la zone III montre une altération aussi intense que la zone II.

E. Caractéristiques physico-chimiques : le complexe absorbant.

La figure 27 résume les variations des taux de saturation et des pH le long de profils des zones II (KY1), III (KY3 et 8) et IV (KY13). Les arènes sont caractérisées par un complexe absorbant très désaturé (taux de saturation de l'ordre de 20 %) qui indique des matériaux ferrallitiques. Le taux de saturation varie dans le même sens que le résidu d'altération. Il s'améliore en profondeur, à partir d'une limite d'altération qui se situe en KY1 et KY8 à l'apparition du microcline, et en KY3, au sommet des arènes à microcline peu ou pas altéré. Il reste faible en KY1 (inférieur à 40 %) jusqu'à la partie supérieure des arènes à microcline peu ou pas altéré. Dans l'ensemble des profils, il est du même ordre de grandeur dans toutes les arènes à microcline peu ou pas altéré. En KY3, il augmente un peu lors de l'apparition des plagioclases et des smectites, mais reste de l'ordre de 80 %, avec des pH eau d'environ 6.5 et des pH KCl d'environ 4.7.

Ces caractéristiques montrent que les minéraux gonflants ne se forment pas dans un milieu confiné, mais dans d'anciennes arènes kaoliniques. Par ailleurs, dans le profil KY3, il y a, par rapport à KY1 et 8, un décalage entre l'évolution du résidu d'altération et celui des taux de saturation. Le problème suggère *l'intervention ultérieure d'une évolution plus ménagée, incapable d'altérer le microcline*, mais provoquant un lessivage des bases échangeables. Le profil KY8 se distingue par des taux de saturation nettement plus élevés que dans l'ensemble des autres profils (y compris KY13 de la zone IV située en aval) pour toute la partie du profil située au-dessus des arènes à microcline: *c'est une rétrogradation des caractères ferrallitiques de désaturation.* Ce caractère coïncide avec la présence d'arènes humides alors que toutes les arènes situées plus en amont sont sèches. Il est *probablement imputable à une dynamique récente.*

Ces résultats sont en accord avec ceux de l'étude minéralogique.

F. Les enseignements de l'étude de la Zone III.

a. L'ensemble à lithostructure conservée représente, comme dans la zone II, la base d'un vieux profil ferrallitique, mais avec un étagement variable des stades d'altération kaolinique fonction de la texture et de la structure de la roche mère. Sur les granites (KY8), cet étagement est faible et du même ordre de grandeur que dans la zone II : transformation totale en kaolinite des plagioclases, immédiatement au-dessus de la roche massive, et de l'ensemble des minéraux primaires autres que le quartz assez rapidement au-dessus de la roche massive.

Sur les migmatites, cet étagement est beaucoup plus grand. Il s'accompagne d'un enfoncement prononcé du front d'altération, avec formation d'une zone d'accumulation des phyllites à trois couches intermédiaires de la kaolinisation des amphiboles (vermiculite + feuillet micacés de type séricite), de la biotite oxydée à faciès dioctaédrique,

et du microcline. Dans l'épisode pédogénétique actuel beaucoup moins agressif, ces vermiculites évoluent en minéraux gonflants de type "smectites de transformation".

b. Dans l'ensemble d'horizons indurés, on n'observe que des carapaces à faciès non conglomératiques à induration variable. Elles représentent la partie supérieure de l'ensemble précédent, dans lequel la pédoplasation, accompagnée de processus d'accumulation absolue de fer, provoque une induration. Le passage à l'ensemble d'horizons à lithostructure conservée se fait par l'intermédiaire d'horizons plus ou moins tachetés à bigarrés, dont les caractères sont lithodépendants : le nombre et la taille des taches varie en fonction de la richesse en minéraux ferro-magnésiens des roches mères.

c. Les carapaces sont démantelées à leur partie supérieure. Dans leurs produits de démantèlement, des processus mécaniques d'entraînement des éléments fins différencient les horizons A.

IV. Les formations pédologiques de la zone IV.

La zone IV s'étire sur 500 m avec une pente générale plus forte que celle de la zone précédente (0.97 %) et d'allure convexo-concave. On y observe çà et là, quelques blocs de cuirasse ennoyés, beaucoup plus nombreux par endroits (notamment sur la convexité en KY13), et des affleurements de granite leucocrate localisés dans les concavités.

Dix fosses pédologiques (KY9 à KY19) y ont été creusées, dont certaines prolongées par des tranchées ou répétées à quelques mètres d'intervalle, afin de préciser la distribution spatiale de certains caractères. Les variations de ces derniers ne permettent pas de retenir une morphologie modale.

On peut cependant rattacher les profils à deux types de par l'organisation des horizons B, tandis que celle des horizons A reste parfaitement identique. On distingue ainsi :

- les sols à phase indurée continue (cuirasse ou/et carapace ferrugineuse) ;
- les sols sans phase indurée continue (horizons à nodules ferrugineux).

a. Les sols à phase indurée continue (profils KY9, 12, 13, 14, 17, 18 et 19).

Ils comportent de haut en bas :

(1) un ensemble d'horizons A ($A_1 - A_{21} - A_{22}$ ou $A_1 - A_2$) qui ne se distingue de celui de la zone III que par :

- son épaissement de l'amont vers l'aval (30 cm à plus de 50cm)
- le type et la proportion des nodules ferrugineux qui dépend de la profondeur à laquelle se trouve le niveau à phase indurée continue et de la nature de ce niveau : à l'amont, A_{22} ou A_2 est essentiellement constitué des produits de démantèlement de ce niveau (lorsqu'il s'agit

d'une carapace) ou contient une certaine proportion de ces produits (dans le cas d'une cuirasse). Ce phénomène ne s'observe pas à l'aval à cause de la présence d'un horizon AB/B₃.

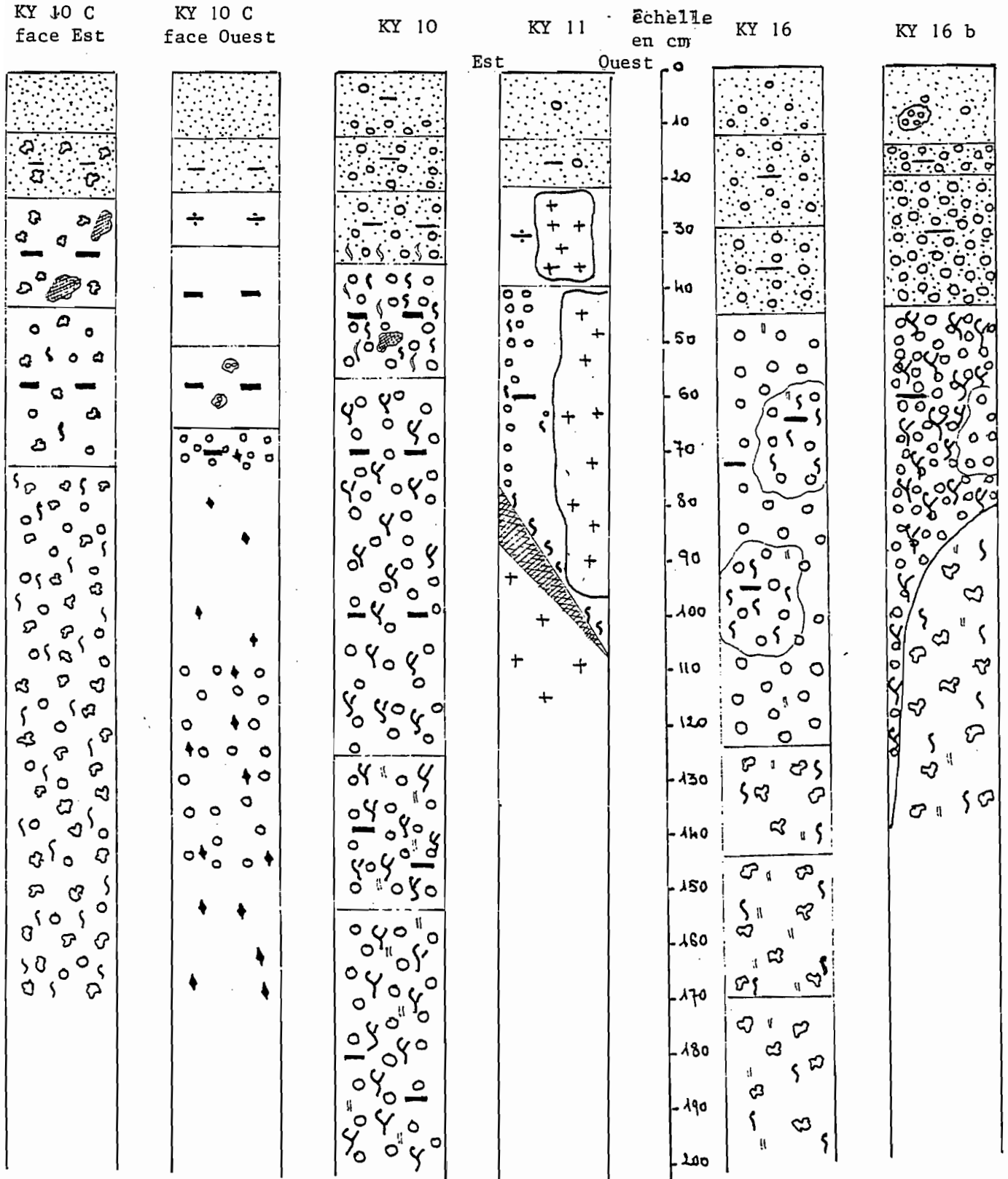
(2) un horizon AB/B₃ (15-32 cm d'épaisseur), qui n'existe que dans la partie aval (profils KY17 à KY19) et qui réalise la transition avec les carapaces sous-jacentes : présence de plages à très nombreuses taches durcies (sorte de carapace à induration très faible). Les caractéristiques texturales sont les mêmes que dans les horizons A, mais la terre fine est parfois un peu plus argileuse.

(3) un ensemble d'horizons indurés en cuirasse ou/et carapacé ferrugineuses, qui est constitué :

- à l'amont (KY9) par une carapace conglomératique (nombreux gravillons ferrugineux) rouge, à assez nombreuses taches noires et à inclusions de terre fine rouge pâle ;
- dans la partie moyenne (KY12 et 13), et du haut en bas des profils par :
 - . une cuirasse (80 cm d'épaisseur) conglomératique (nombreux gravillons ferrugineux), à structure feuilletée (débit par plaques), à ciment rouge jaune (5 YR 5.58) et rouge (5 YR 4/6) en assemblage bariolé, avec des inclusions de terre fine beige parfois lavées (tubulures tapissées de sables grossiers nappés d'un film argileux); les plages ont parfois une tache noire au centre ; l'induration est forte, puis moyenne.
 - . une carapace (1 m d'épaisseur), rouge à très nombreuses cavités tapissées d'un film argileux brun clair, plus petites et étirées horizontalement dans le haut (aspect feuilleté), plus grandes dans le bas (aspect caverneux).
- dans la partie inférieure (KY17 à 19), sous l'horizon AB/B₃, par une carapace conglomératique (gravillons ferrugineux assez ou peu nombreux), rouge (5 YR 5/6 à 5/7) à assez nombreuses taches noires, à inclusions de terre fine brun clair, à aspect caverneux (nombreuses petites cavités lavées tendant à s'étirer horizontalement), à induration moyenne devenant plus forte dans le haut (KY17) ou faible (KY18 et 19).

(4) un ensemble d'horizons tachetés à bigarrés qui comporte de haut en bas :

- un horizon tacheté à bigarré à taches ferrugineuses durcies en KY19 (où il contient d'assez nombreux gravillons ferrugineux) et surtout en KY17 avec une nette tendance à la carapace cimentant de nombreux et gros nodules ferrugineux (rouges) et ferromanganésifères (cassure rouge à tache noire) ; l'aspect bigarré diminue dans le bas et les taches n'y sont pas durcies. Cet horizon est remplacé dans la partie moyenne de la pente (KY13) par la carapace décrite sous la cuirasse ;
- un horizon argileux (KY19), argilo-sableux (KY13) à sablo-argileux (KY17), tacheté (rose à nombreuses ou assez nombreuses taches rouille plus ou moins diffuses, avec quelques petites taches blanchâtres), plus ou moins riche en feldspaths, à aspect caverneux en KY13 et 19.



la fosse KY 16 b prolonge vers le Nord la fosse KY 16
la fosse KY 10 c est située à 6 m au Sud de la fosse KY 10

Fig. 28 - représentation schématique des variations morphologiques dans les fosses pédologiques KY 10, 10 c, 11, 16 et 16 b.

légende : voir fig. 29.

(5) un ensemble d'horizons à lithostructure conservée constitué, comme les zones précédentes, d'une arène jaune pâle puis blanchâtre, mais à texture sablo-argileuse jusqu'au passage très brusque à la roche massive, et comportant parfois des plages de granite leucocrate à grain grossier.

(6) la roche massive qui est un granite à grain fin leucocrate à biotite rare, se débitant en écailles (KY13) ou friable sur 1 cm environ puis très dur (KY19), ou un granite leucocrate à biotite-amphibole à grain grossier (KY17).

b. Les sols sans (ou presque sans) phase indurée continue (profils KY 10, 11, 16).
















Les différences essentielles dans l'organisation sont :

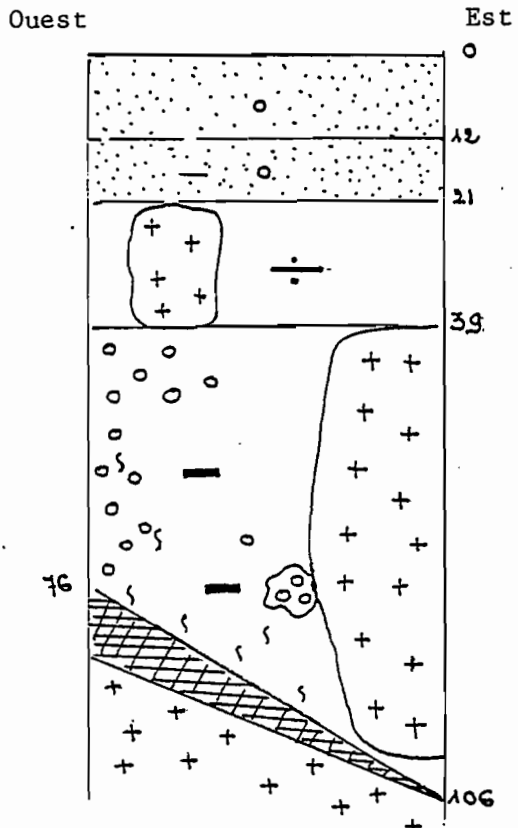
(1) dans l'ensemble d'horizons A ($A_1 - A_{21} - A_{22}$ ou $A_1 - A_2$), une terre fine le plus souvent un peu plus argileuse à la partie inférieure des proportions de nodules ferrugineux qui sont très variables dans un horizon donné, ou d'un horizon à l'autre du même profil, et d'un profil à l'autre (fig. 28 et 29). Lorsque A_{22} ne présente encore que quelques nodules, on peut avoir un horizon A_{23} au-dessus d'un B_1 argilo-gravillonnaire.

(2) les horizons B remplaçant l'ensemble d'horizons indurés qui comportent de haut en bas :

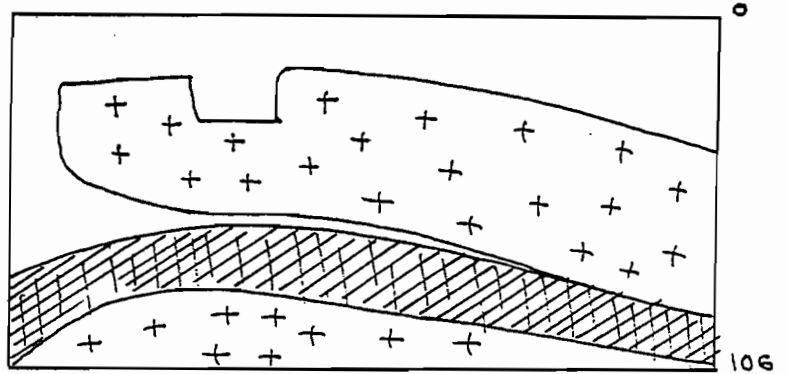
- un horizon B_1 , sans taches ferrugineuses, jaune rouge (5 YR 6.5/6) à brun clair (10 YR 6.5/3), argileux ou argilo-sableux à structure massive avec parfois de nombreuses cavités. Les proportions des nodules (parfois accompagnés de cailloux de cuirasse) sont très variables dans un même horizon d'un même profil et d'un profil à l'autre. Des blocs de granite leucocrate peuvent remplacer les nodules (KY11). B_1 n'existe que dans certains profils. Il peut être présent sur certaines faces d'une fosse pédologique et être absent sur les autres (fig. 28 et 29).
- un horizon B_2 , qui se distingue de B_1 par la présence de quelques taches rouges marquant, dans certains horizons les empreintes des gravillons ferrugineux dans la terre fine. Les taches n'existent parfois que par plages. Les nodules, de formes irrégulières, peuvent être cassables à la main. Lorsque, exceptionnellement, les taches sont nombreuses, elles correspondent en fait à des agrégats polyédriques bien individualisés (face Est de la fosse pédologique KY10). B_2 n'existe que sous certains horizons B_1 .
- un horizon B_3 , jaune rouge (5 YR 7/6) à brun clair (10 YR 7/5) à nombreuses ou très nombreuses taches rouges (5 YR 5/8 à 2.5 YR 5/8) en assemblage anastomosé, parfois durcies avec une faible tendance à la carapace, avec parfois quelques taches blanchâtres. La terre fine est argileuse. Les nodules ferrugineux sont nombreux et de formes irrégulières, à surface maculée par les taches rouges. A la partie inférieure, on peut observer une nette tendance au pseudogley (couleur de fond blanchâtre). B_3 existe dans tous les profils, mais les taches, bien que nombreuses, peuvent n'exister que par plages,

Légende :

-  sableux
-  sableux à sablo-argileux
-  sablo-argileux
-  argilo-sableux
-  argileux
-  agrégats polyédriques rouge
-  nodules ferrugineux de formes irrégulières
-  nodules ferrugineux de type gravillons
-  taches jaunes
-  taches rouges
-  taches rouges, en assemblage anastomosé
-  taches blanchâtres
-  granite
-  cuirasse
-  carapace



profil KY 11 b face Ouest



profil KY 11 b face Sud

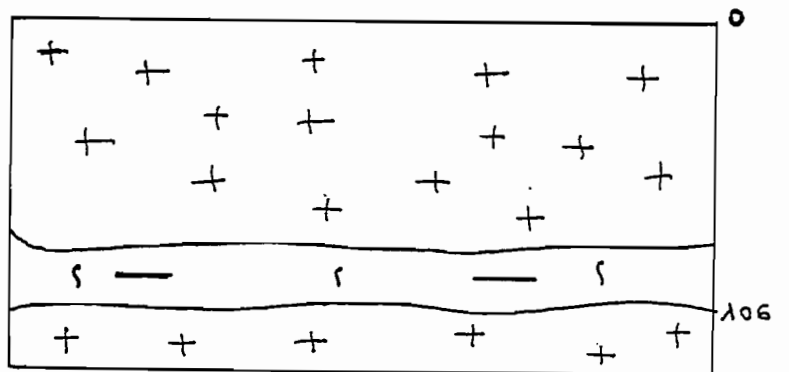
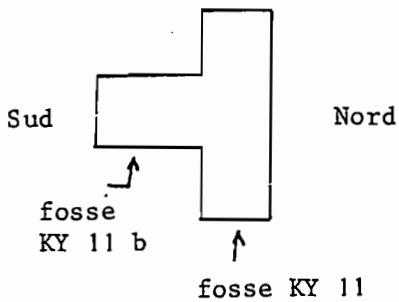


Fig. 29 : représentation schématique des variations morphologiques dans les fosses pédologiques KY 11 et 10

dans tout l'horizon ou seulement sur une transition de quelques centimètres avec les horizons A. L'épaisseur (100 cm environ) peut varier fortement dans la même fosse pédologique (30 à 90 cm). En KY11, elle est limitée à quelques centimètres sous un horizon B2, avant le passage à une carapace ferrugineuse et un peu manganésifère, feuilletée, de 0 à 10 cm d'épaisseur, brutalement plaquée sur le granite leucocrate massif, très dur (fig. 28 et 29).

(3) dans l'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés, l'absence de durcissement des taches, des sables plus grossiers à graveleux (roche mère à grain grossier), la présence de blocs de granite leucocrate.

(4) la roche qui est un granite leucocrate à grain grossier à biotite-amphibole.

c. Analyse et interprétation.

(1) Les sols à phase indurée continue.

. La différenciation des horizons supérieurs meubles (A).

Elle est la même que celle des sols de la zone III. Les relations étroites entre la nature des nodules et celle de l'horizon à phase indurée continue sous-jacent, suggère un démantèlement de ce dernier, confirmé par l'aspect de la surface du sol dans l'environnement de tous ces profils (quelques blocs de cuirasse ennoyés). L'épaississement de ces horizons de l'amont vers l'aval, sans variations des autres caractéristiques, évoque plus des processus d'apport qu'un lessivage.

. L'ensemble d'horizons indurés en cuirasse et carapace.

De l'amont vers l'aval, si on ne considère que les profils à phase indurée continue, l'intensité du cuirassement augmente (de KY19 à KY13), puis diminue (de KY13 à KY19) alors que les manifestations de l'hydromorphie sont plus intenses (carapace rouge en KY13) passant directement à un horizon argilo-sableux tacheté, cuirasse riche en taches noires manganiques passant à un horizon à très nombreuses taches rouges et à nombreuses taches noires). On peut se demander dans ces conditions, si les cuirassements amont (KY12 à 14) appartiennent à la même phase que ceux de l'aval (KY17 à 19). Pour expliquer cette différenciation on peut invoquer soit la nature du matériau originel, soit une troncature des niveaux indurés de l'aval, soit une phase d'évolution plus récente pour ces derniers.

A partir de KY13, ces cuirasses et carapaces, à l'exception des niveaux à induration très forte ou forte, sont le siège d'une forte porosité tubulaire très grossière, imputable au départ de la terre fine. Cet aspect caverneux se prolonge en KY13 jusqu'à la limite supérieure de l'arène jaune. Il est accompagné, tant en KY13 qu'en KY17, dans les horizons sous-jacents aux carapaces, de revêtements de sables fins lavés ou d'argile localisés sur les planchers de tubulures et sur les parois verticales des fissures. Certains revêtements argileux recouvrent des revêtements sableux. Il s'agit de manifestations de phénomènes de lavage.

. L'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés et les arènes

On ne retrouve pas le matériau bigarré amont dans son faciès typique, mais un équivalent des matériaux argilo-sableux tachetés. Le phénomène paraît lié à la composition pétrographique des roches mères, moins riches en ferro-magnésiens. Ces matériaux passent, comme à l'amont, à une arène leucocrate jaune pâle, mais beaucoup moins épaisse (500 à 1000 cm en KY3 et KY8 contre seulement 100 cm en KY17 et avec des blocs de granite). Ils sont le siège de processus de lavage inexistant à l'amont.

(2) Les sols sans phase indurée continue.

. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses.

- sous forme de nodules ne sont hiérarchisées ni le long de la pente, ni le long du profil (les nodules très abondants dès les horizons A sableux en KY10, 16 et 16 b, peuvent ne pas exister, sinon seulement par plages, ou en nombre très réduit, dans les horizons B argilo-sableux ou argileux en KY10 c et 11). Dans la même fosse pédologique, le même horizon (A ou B1) peut être riche en nodules sur une face et exempt ou pauvre en nodules sur d'autres.

Ainsi, la ségrégation et l'accumulation du fer sous forme de nodules sont indépendantes des caractères de différenciation actuelle des sols. Elle pourrait être un trait pédologique hérité, mais in situ. Cependant, sa répartition anarchique suggère l'intervention de processus de remaniement.

Mais, une partie au moins des nodules (nodules ferrugineux et ferro-manganiques en KY16 et 16 b) sont autochtones de site et de genèse. En KY16 b, il y a, entre le matériau gravillonnaire et le matériau argileux à nodules ferro-manganiques, une limite très nette, très ondulée (amplitude de 60 cm) qui ne paraît pouvoir s'expliquer que de deux manières : une différence marquée dans la nature du matériau original (que l'on ne constate pas) ou une allochtonie, au moins de genèse (sinon aussi de site) pour les nodules de type gravillonnaire.

- sous forme de taches ne paraissent à première vue hiérarchisées ni le long de la pente, ni en fonction de la différenciation texturale de la terre fine. Les figures n° 28 et 29 représentent leurs variations (en KY10 même, les taches nombreuses n'apparaissent qu'à 43 cm sur certaines faces de la fosse, au lieu de 32 cm, lorsque les nodules ferrugineux ne deviennent très nombreux qu'à ce premier niveau).

Par contre, elles semblent liées à la présence des nodules en KY11, les taches rouges peu nombreuses marquent en B₂, dans un matériau argileux pauvre en gravillons ferrugineux les empreintes de ces dernières dans la terre fine. Il en est de même, dans les plages à taches rouges peu nombreuses de l'horizon B₃ du profil KY16.

La ségrégation ferrugineuse par taches semble donc commencer au contact des nodules. Son intensité semble varier avec la proportion de ces derniers : les taches rouges sont nombreuses dans le matériau argilo-gravillonnaire en KY10 ; elles sont rares ou absentes en KY10 c tant que la proportion des nodules reste faible ou nulle ; elles sont très nombreuses en KY16 b, dans le matériau gravillonnaire (44-120 cm),

alors qu'elles n'existent que par plages dans le matériau argilo-gravillonnaire en KY16 (à 4 m en aval de KY16 b), malgré un début de pseudogley (apparition de taches blanchâtres).

Ainsi la ségrégation et l'accumulation ferrugineuses sous forme de taches constituent un trait pédologique différent et indépendant de la genèse des cuirasses et carapaces des sols précédents. Elles conduisent à un début d'induration (tendance au durcissement des taches) qui tranche avec l'intensité du cuirassement dans les sols à phase indurée continue. Elles apparaissent induites principalement par la proportion de nodules ferrugineux. Cependant, même cette relation ne peut rendre compte de leur répartition irrégulière à l'intérieur d'un horizon donné d'un même profil. Celle-ci peut suggérer, dans certains cas, une destruction des taches ferrugineuses par remaniement sous l'action de la faune du sol. Cette hypothèse en fait un trait pédologique sub-actuel sans continuité dans le présent.

Cependant, si l'on ne tient pas compte de ces variations et que l'on ne retienne que les profils (faces des fosses) à horizon B₃ continu, on peut dire que dans l'ensemble de la zone IV, celui-ci n'existe que dans les entailles, et que de KY10 à KY19, le front supérieur des horizons à nombreuses taches rouges (B'₃) ou très nombreuses taches rouges (B₃) est grosso-modo concordant avec le profil en long des entailles (fig.10 et 30). Les horizons B₃ se sont donc formés sous une surface topographique et un niveau de base commandés par l'entaille récente.

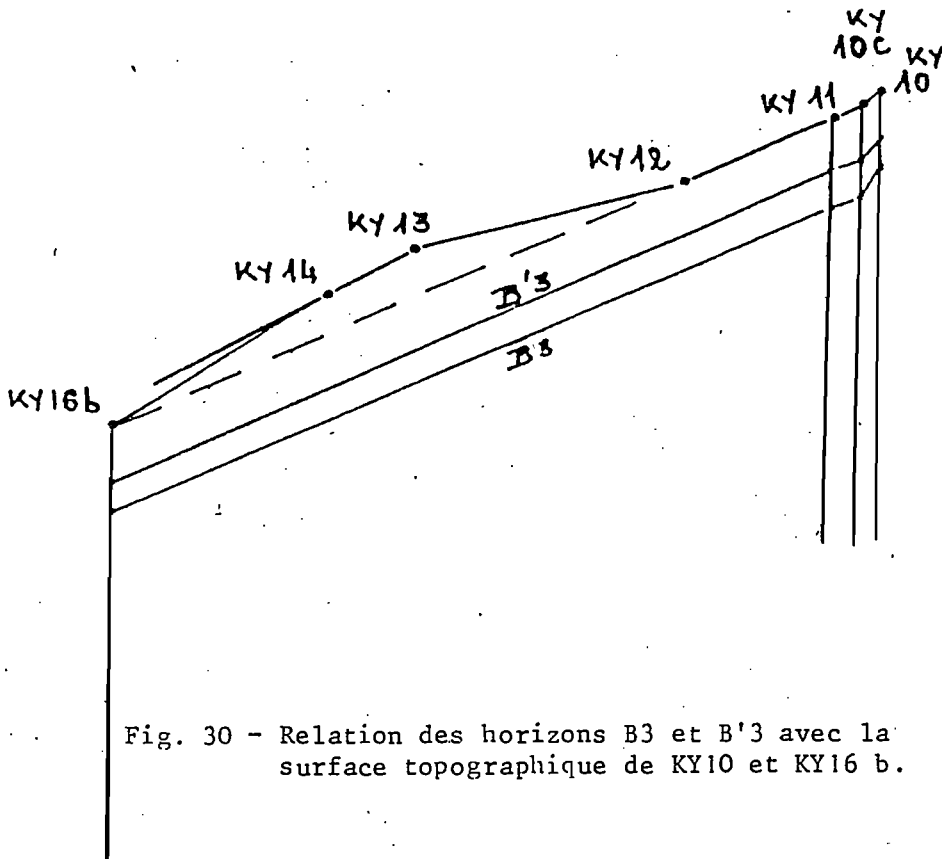


Fig. 30 - Relation des horizons B₃ et B'₃ avec la surface topographique de KY10 et KY16 b.

- sous forme de cuirasse ou carapace sont inexistantes sauf dans le profil KY11 où la structure feuilletée de la carapace suggère un mouvement des solutions ferrugineuses le long de la pente. Son épaisseur, très faible, est variable (0 à 10 cm), plus forte dans la partie haute du plan incliné que constitue la roche massive (fig. 29). Cela suppose un niveau partiellement démantelé, donc un profil remanié (hypothèse appuyée par la répartition anarchique des nodules) .

. La différenciation texturale de la terre fine.

Contrairement au caractère anarchique de la ségrégation ferrugineuse, la texture de la terre fine est un trait hiérarchisé en fonction de la profondeur. Elle est sableuse en surface, argileuse en profondeur. Le passage est progressif (sableux/sablo-argileux/argilo-sableux/argileux) ou brusque (sableux sur près de 45 cm/argileux). Mais il y a une discordance totale entre les différenciations texturale et ferrugineuse. En outre, les horizons argilo-sableux et argileux ne montrent pas de caractères d'horizon argillique. *La différentiale texturale de la terre fine ne relève donc pas d'un processus d'évolution de type ferrugineux tropical lessivé.*

(3) Relations entre les deux types de sols dans le paysage.

Le cuirassement le plus épais et le plus intense (profil KY13) est situé au sommet de la convexité la plus marquée de la pente. D'autre part, les sols sans phase indurée continue sont localisés dans les entailles. Cependant, de KY13 à 19, le fond de l'entaille ne correspond pas à KY16 (sans phase indurée continue) mais à KY17. Cela est probablement imputable aux affleurements de granite en KY16 (qui limitent l'abaissement de la surface topographique). On remarquera que KY17 a la plus grande épaisseur d'horizons A sableux peu ou pas gravillonnaires (48 cm), et jusqu'au contact avec la carapace à 63 cm, la terre fine est sableuse.

La surface du sol est gravillonnaire, avec quelques blocs de cuirasse envoyés, de KY8 à 9. Dans la première entaille, des affleurements de granite (leucocrate à grain fin, à biotite rare, très massif) apparaissent en KY11. Ils cèdent la place à quelques blocs de cuirasse en KY12 (sol à cuirasse), à des entassements de pierres et blocs de cuirasse (épierrage) en KY13. La seconde entaille (KY14 à KY17) est caractérisée par de nombreux blocs et pierres de cuirasse associés à de nombreux affleurements de granite leucocrate (blocs isolés ou groupés par plages) ; parfois, des restes de cuirasse ou de carapace sont plaqués sur le granite massif. En KY17, les affleurements de granite disparaissent.

Interprétations.

Les sites des sols sans phase indurée continue correspondent à des zones d'action privilégiée de l'érosion, où les affleurements de la roche limitent cependant l'abaissement de la surface topographique. La présence fréquente des restes de cuirasse ou carapace dans ces zones montre que le cuirassement les a bien affectés, et que le granite y constitue son plancher, un plancher très ondulé, d'où un cuirassement d'épaisseur irrégulière, donc peut-être discontinu à certains niveaux topographiques, et plus sensible à l'érosion que les bancs épais et continus.

d. Conclusions à l'étude macromorphologique.

Les caractères de la ségrégation et de l'accumulation du fer sous forme de nodules en font des traits hérités d'une pédogenèse plus ancienne et suggèrent l'intervention de processus de remaniement, confirmés par ailleurs par la physiographie de la plaine. Quant à la ségrégation et à l'accumulation de fer sous forme de taches, ses caractéristiques en font un trait plus récent, quoiqu'encore subactuel, développé sous une surface topographique différente de l'actuelle. Ce sont des traits pédologiques hérités. Leur présence est accompagnée de celle de processus de lavage.

Les matériaux meubles les plus épais (aspect morphologique de sols ferrugineux tropicaux lessivés) sont localisés dans les entailles obséquantes à la pente : ce sont des matériaux d'apport. Les caractères de la ségrégation et de l'accumulation du fer que l'on y observe ne sont pas ceux d'une évolution de type ferrugineux tropical lessivé.

B. Etude micromorphologique.

Seules les bases des arènes de quelques profils ont été étudiées afin de comparer leurs évolutions à celles des arènes amont. Dans le profil KY13, les écailles de roche massive (13.17 : 664 cm) montrent des faciès d'altération de la biotite identiques à ceux que l'on observe dans les arènes mésocrates à plagioclases complètement altérés du profil KY3 (zone III) : décoloration plus ou moins forte, parfois très forte (faciès de muscovite) par plages à kaolinisation partielle ou sur tout le cristal. Le plagioclase est non altéré ou en début d'altération (perte de limpidité + séricites plus ou moins nombreuses, de la taille de muscovite près des biotites). A la base de l'arène sableuse sus-jacente (13.16 : 638 - 658 cm), on observe de nombreuses plages de macrokaolinite dont certains conservent des clivages d'amphiboles et un peu de vermiculite. La biotite montre une kaolinisation partielle ou totale plus fréquente. Le plagioclase est complètement altéré en un plasma argilasépique avec de la séricite. Le microcline commence à se fissurer. On observe de nombreux vides interconnectés remplis ou tapissés de ferriargilanes brun jaune, parfois à structure concentrique (plasma vosquelsépique).

Dans les profils KY16 et 17, les écailles de la roche massive affleurante ou à la base des profils ont la même altération qu'en KY13, mais sans plage de kaolinite dans la biotite qui montre fréquemment le faciès rayuré. On distingue quelques amphiboles pseudomorphosées par le fer (plasma brun sombre).

En conclusion, la disparition rapide des plagioclases, l'évolution des ferromagnésiens, indiquent une altération kaolinique typique comme dans les profils KY1 et 8, malgré la remontée du front de la roche massive. Celle-ci serait donc imputable à la texture de la roche et non à une modification dans l'intensité des processus d'altération.

C. Etude minéralogique.

Dans les fractions argileuses des profils KY13 et 17, la kaolinite quasi exclusive jusque dans les écaillés de roche massive, est associée à des traces d'illites (profil KY17 et horizons indurés de KY13) et de smectites (écaillés de la roche massive et base de l'arène sableuse en KY13). Comme à l'amont, l'altération est typiquement kaolinique et les smectites proviennent des vermiculites résiduelles de cette altération.

D. Etude chimique.

L'analyse totale par fusion alcaline du profil KY17 montre que le microcline est abondant dès la surface (5 % de K₂O total) et que le plagioclase n'est présent, en quantité notable, que dans la roche massive. Le plagioclase disparaît donc très rapidement.

E. Caractéristiques physico-chimiques (fig. 27).

En KY13, les taux de saturation sont les mêmes que dans les arènes à microcline complètement altéré de la zone II (KY1). En KY16 et 17 (microcline abondant dès la surface), ils s'améliorent fortement (50 à 75 % avec des pH eau de 6.0 à 6.5 et des pH KCl de 4.8 à 5.3) au niveau de ceux des arènes à microcline non altéré des zones II et III. En KY19, ils sont du même ordre de grandeur (autour de 40 %) que dans les arènes à microcline altéré, mais encore identifiable du profil KY1.

En résumé, l'état de saturation du complexe absorbant est le même que dans les zones II et III et varie dans le même sens que le résidu d'altération. Il indique une altération ferrallitique.

F. Les enseignements de l'étude de la zone IV.

a. L'ensemble à lithostructure conservée représente, comme dans les zones amont, la base d'un vieux profil ferrallitique, mais avec une remontée plus ou moins importante du front de la roche massive. Celle-ci est imputable à la texture massive des roches mères (granite leucocrate).

b. L'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés est différencié selon les mêmes mécanismes que dans les zones amont.

c. L'ensemble d'horizons indurés est constitué de cuirasses ou/et carapaces à faciès conglomératique dans la partie supérieure. Ils résultent de processus d'accumulation absolue de fer. Ils ont fait l'objet d'un démantèlement très sévère dans les entailles obséquentes (d'où ils ont disparu ou presque), plus ou moins poussée par ailleurs.

A l'aval les carapaces sont le siège d'intenses processus de lavage sur le signification desquels on reviendra ultérieurement.

d. L'ensemble d'horizons supérieurs meubles a la même différenciation que dans la zone III, en dehors des entailles obséquentes. Dans ces dernières, il s'épaissit et montre :

- une différenciation texturale (de la terre fine) qui rappelle celle des sols ferrugineux tropicaux lessivés. Elle ne relève pas d'un processus de lessivage (physico-chimique), mais d'un entrainement mécanique des éléments fins à la partie supérieure.

- une ségrégation ferrugineuse sous forme de taches, qui est trait pédologique subactuel, indépendant de la genèse des cuirasses et carapaces. Elle relève de deux phases pédogénétiques dont l'une est antérieure et l'autre postérieure à l'entaille récente.

- une ségrégation ferrugineuse sous forme de nodules, qui est un trait pédologique ancien hérité de l'ensemble d'horizons indurés, après intervention de processus de remaniement.

V. Les formations pédologiques de la zone V.

La zone V s'étire sur 725 m avec une pente générale plus faible que celle de la précédente (0.62 %), et d'allure légèrement concave. Les affleurements de granite sont plus rares et on n'observe pas d'affleurements de cuirasse.

Six fosses pédologiques (KY21 à KY26, fig. 9) ont été creusées dans cette zone.

A. L'organisation macromorphologique des profils.

1. Description.

On trouvera en annexe la description détaillée du profil de référence KY22. Les profils comportent de haut en bas :

(1) un ensemble d'horizons A ($A_1 - A_2$ ou $A_1 - A_{21} - A_{22}$) de 17 cm à 37 cm d'épaisseur, gris brun clair ou brun clair en A_1 (10 YR 5.5/2 à 6.5/2, 7.5 YR 6/3), avec A_2 de même teinte mais plus saturé, qui ne contient des nodules ferrugineux (très nombreux et de formes irrégulières) qu'à l'aval (KY25 et 26) ; la texture, sableuse en surface, est progressivement sableuse à sablo-argileuse ou sablo-argileuse en profondeur, la structure est massive, la cohésion forte.

(2) un horizon B_1 (20 cm d'épaisseur environ, de même teinte que A_2 ou A_{22} , mais plus saturé), argilo-sableux, sans taches ferrugineuses ; la structure et la cohésion sont les mêmes qu'en A. B_1 n'existe pas dans tous les profils.

(3) un horizon B_2 (22 à 63 cm d'épaisseur), jaune rouge, 7.5 YR 6.5/6 à 7/6, ou brun très pâle, 10 YR 7.5/4, à taches ferrugineuses peu nombreuses ou parfois assez nombreuses par plages ; à l'amont, il ne contient pas de nodules ferrugineux sinon parfois quelques gravillons. A l'aval (KY25, 26 et 27), c'est un horizon intermédiaire entre un B_2 et un B_3 , et qui remplace ce dernier : il présente d'assez nombreuses taches rouges dans un matériau à très nombreux nodules ferrugineux de formes irrégulières.

(4) un horizon B_3 (25 à 105 cm d'épaisseur), à très nombreuses taches rouges, à nombreux ou très nombreux gravillons ferrugineux (KY21 et 22) ou nodules de formes irrégulières (KY23 à 26). Les

taches rouges, et parfois noires, maculent la surface des nodules ferrugineux (dont la cassure est rouge ou rouge sombre sans tache noire) et apparaissent ainsi comme le résultat d'une mobilisation du fer postérieure à la formation des nodules. Les horizons B₃ à nodules de formes irrégulières sont sus-jacents à des horizons bigarrés, dont ils constituent les parties supérieures, où les taches de la première phase de mobilisation du fer, ont évolué en nodules.

Les horizons B₃ montrent presque toujours des traces de lavage, traces plus accusées dans ceux qui sont sus-jacents à une carapace (porosité tubulaire très grossière, avec un aspect caverneux ; tubulures lavées de leurs éléments fins et parfois tapissées de sables fins lavés) moins marquées au-dessus des horizons bigarrés. Lorsque ces traces de lavage n'existent pas (KY25, 26 et 27), il n'y a pas de véritable B₃, mais un horizon intermédiaire entre B₂ et B₃. Le lavage semble donc lié à une intensification de l'hydromorphie.

A partir de B₃ ou du B₂ qui le remplace, la différenciation est soit celle des sols à phase indurée continue, soit celle des sols sans phase indurée continue de la zone IV.

(5) soit une carapace ferrugineuse (KY21 et 22) dont l'induration diminue vers le bas, et qui est d'autant plus épaisse (80 à 130 cm) que le lavage y est plus intense (aspect alors caverneux, tubulures lavées).

soit un horizon bigarré typique (KY23 à KY26) avec parfois d'assez nombreux nodules ferrugineux dans sa partie supérieure ; il ne présente pas de traces de lavage ; son épaisseur varie de 113 à 215 cm.

(6) un horizon tacheté (nombreuses taches rouille, taches gris blanchâtre), argilo-sableux avec quelques plages d'arène jaune pâle, à structure prismatique moyennement développée, et présentant encore des marques de lavage (voile de sables lavés sur les faces des agrégats) de 50 à 80 cm d'épaisseur, plus épais (117 cm) en KY22 où il est argileux à sa partie supérieure, avec une structure prismatique petite, assez bien développée et un lavage plus intense (voile sableux sur les faces des agrégats et dans les vides les plus fins, grosses tubulures lavées à fonds tapissés de sables grossiers nappés d'un film argileux). Cet horizon n'existe que sous les carapaces (KY21 et 22) et certains horizons bigarrés (KY23).

(7) arène leucocrate jaune pâle sous l'horizon tacheté sus-jacent, ou, directement sous les horizons bigarrés, une arène mésocrate limono-argileuse (limons grossiers constitués par la biotite altérée très abondante : faciès surmicacé), rouille à piquetis blanchâtre (feldspaths) et à nombreuses petites plages argileuses correspondant à des pédotubules. Lorsque le profil est suffisamment profond (KY25), cette arène passe vers 400 cm à une arène mésocrate rouge pâle à piquetis rouge violacé et blanc (feldspaths), limono-argileuse. A partir de 850 cm, elle est progressivement moins rouge et plus jaune, avec un piquetis rouge diffus. On y observe des passées leucocrates.

L'horizon peut passer brusquement (KY26) à l'arène leucocrate jaune pâle, sableuse à sablo-argileuse, devenant sableuse à 435 cm, à pédotubules gris blanchâtre, avec des passées mésocrates limono-argileuses, d'abord rouges, puis verdâtres à partir de 850 cm.

2. Analyse et interprétation.

a. La différenciation texturale.

Elle emprunte ses caractères à la fois aux deux types de sols de la zone précédente. Les sols sont appauvris en argile sur une moins grande épaisseur comme ceux sans phase indurée de cette zone. Au-dessus de la carapace ou des horizons bigarrés, ils présentent les mêmes types de différenciation que ces derniers, notamment ceux qui occupent la concavité de la pente. Dans le fond de celle-ci, à la rupture à partir de laquelle la pente s'affaiblit nettement (KY24), l'hydromorphie apparaît plus haut dans le profil (assez nombreuses taches dès 37 cm, aspect ségréatif dès 7 cm), l'horizon A₁ est limoneux : cela traduit une décantation de matériaux fins de transit.

Ces caractères de différenciation texturale suggèrent un processus d'appauvrissement superficiel lié à la dynamique du glaciaire, favorisé dans les convexités et contrarié dans les concavités.

De KY21 à KY22, les sols ont un horizon B₃ comme ceux de la partie aval de la zone précédente (KY17 à 19), mais qui ne présente plus de plages sans taches, et qui est le siège de processus de "lavage". On peut donc dire qu'il n'y a pas de relation entre l'accumulation ferrugineuse et celle d'argile. Cette dernière est plutôt liée à la dynamique du glaciaire.

b. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses sous forme de taches.

Ces caractères sont hiérarchisés le long du profil (leur intensité augmente de haut en bas, progressivement en KY24, brusquement en KY21), mais pas le long de la pente : les zones les plus basses et la concavité de la pente ne correspondent ni à une remontée de l'horizon B₃ (celui-ci apparaît à 36 cm en KY21, 100 cm en KY22, 67 cm en KY23, 73 cm en KY24), ni même à une intensification des processus qui caractérisent B₃. C'est ainsi qu'il n'y a pas de véritable B₃ en KY24 où pourtant l'hydromorphie se manifeste plus tôt dans le profil. B₃ n'existe qu'à l'amont.

Sur le tronçon de pente KY19 - KY21 (fig.10), il n'y a pas d'horizon B₂. Le front supérieur d'apparition des taches coïncide avec celui de l'horizon B₃. Il n'est pas concordant avec la surface topographique, mais avec la portion rectiligne KY21-I de celle-ci. Cette droite passe par le sommet du profil KY17 (fond de l'entaille au niveau de ce profil). *La portion de pente KY21-I apparaît ainsi comme une entaille contemporaine de celle de KY17.* De KY17 à KY21, le front supérieur de l'horizon B₃ est rectiligne et concordant avec le profil longitudinal du fond de l'entaille récente le long de la pente (ligne KY21-I). Il est également concordant avec le front inférieur (Fb) de l'intense imprégnation ferrugineuse (carapace en KY21, horizon tacheté à nodules en KY17, horizon bigarré en KY19). Par contre de KY19 à KY21, le front supérieur des carapaces est discordant par rapport au front supérieur des horizons B₃ mais concordant avec le front inférieur des carapaces (fCa), le front supérieur des nodules ferrugineux (Fn), et la portion rectiligne de pente KY19-I, qui passe par le sommet des profils KY13, 14 et 19 (fig.10). *Ainsi les carapaces relèvent d'une phase pédogénétique plus ancienne que celle des horizons B₃, sous une surface topo-*

graphique plus redressée et concordante avec celle sous laquelle se sont formées les cuirasses amont. Les horizons B₃ se sont formés sous une topographie façonnée et un niveau de base commandé par l'entaille récente.

Sur le tronçon de pente KY21 - KY26 (fig.10), l'horizon B₂ existe à partir de KY22 et son front supérieur est concordant avec la surface topographique actuelle sous laquelle il s'est donc formé. Par contre, le front supérieur de B₃ n'est pas concordant avec cette dernière. La discordance est faible en aval de KY22 (remontée progressive du niveau supérieur de B₃ de l'amont vers l'aval), forte de KY21 à KY22 : le front supérieur de B₃ plonge par rapport à la surface topographique. Il coïncide avec celui des nodules ferrugineux, est concordant avec les fronts supérieur et inférieur des carapaces, le front supérieur de l'arène jaune pâle sableuse à sablo-argileuse. Il s'agit des B₃ les plus typés et les plus marqués par les processus de lavage. Les phénomènes d'hydromorphie qui les ont engendrés ne sont pas commandés par la surface topographique actuelle, mais ont une relation avec les carapaces sous-jacentes, qui correspondent à des zones d'écoulement actuel de l'eau : en KY22, le niveau de la nappe circulante est à 110 cm (presque au sommet de la carapace) en Août 1974, après 570 mm de pluie (environ la moitié de la pluviométrie annuelle normale) ; en KY21, il est à 215 cm, mais, au dire des paysans, il remonterait jusqu'à la base de B₃ en année normale. Ce fait est attesté par des éboulements à ce niveau, après la saison des pluies de 1973. Ces circulations d'eau sont également matérialisées dans ces horizons, par les phénomènes de lavage dont l'intensité maximum est atteinte en KY22, avec un aspect caverneux en B₃ et dans la carapace sous-jacente. Et c'est précisément en KY22 que la carapace est la plus épaisse et que l'induration des taches en B₃ est la plus accentuée. *Il y a donc une relation entre les processus de lavage et le cuirassement. Etant donné que ce n'est pas la carapace (phase indurée continue) qui peut favoriser les circulations d'eau plus qu'un niveau à nodules, c'est donc elle qui est liée aux processus de lavage, c'est-à-dire aux processus d'hydromorphie qui, dans un premier temps (phase statique) l'ont engendré. Dans un deuxième temps (phase dynamique consécutive à l'abaissement du niveau de base), les nappes, devenues circulantes, provoquent des phénomènes de lavage. Elles ne sont pas en relation avec la topographie actuelle et sont héritées d'une paléotopographie oblitérée.*

c. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuse sous forme de nodules.

Le front supérieur de B₃ coïncide avec celui du niveau à nodules ferrugineux de KY21 à 24. Il passe à l'intérieur de ce niveau en KY25 et 26. Celui de l'horizon B₂ passe, en KY22, 23 et 24, bien au-dessus du niveau à nodules, et dans celui-ci en KY25 et 26. Ainsi, en aval de KY24, le front supérieur du niveau à nodules (presque affleurant en KY25 et 26) est discordant par rapport à celui de B₃ et par rapport à la surface topographique. Par contre de KY24 (et même 23) à 26, il est concordant avec le front inférieur de l'horizon bigarré, c'est-à-dire le front supérieur de l'arène à structure conservée (fig.10) : *horizon à nodules et horizon bigarré sont liés.* Ce phénomène se retrouve dans l'étude de la toposéquence de Sakoula, qui montre que les nodules proviennent d'une évolution de l'horizon

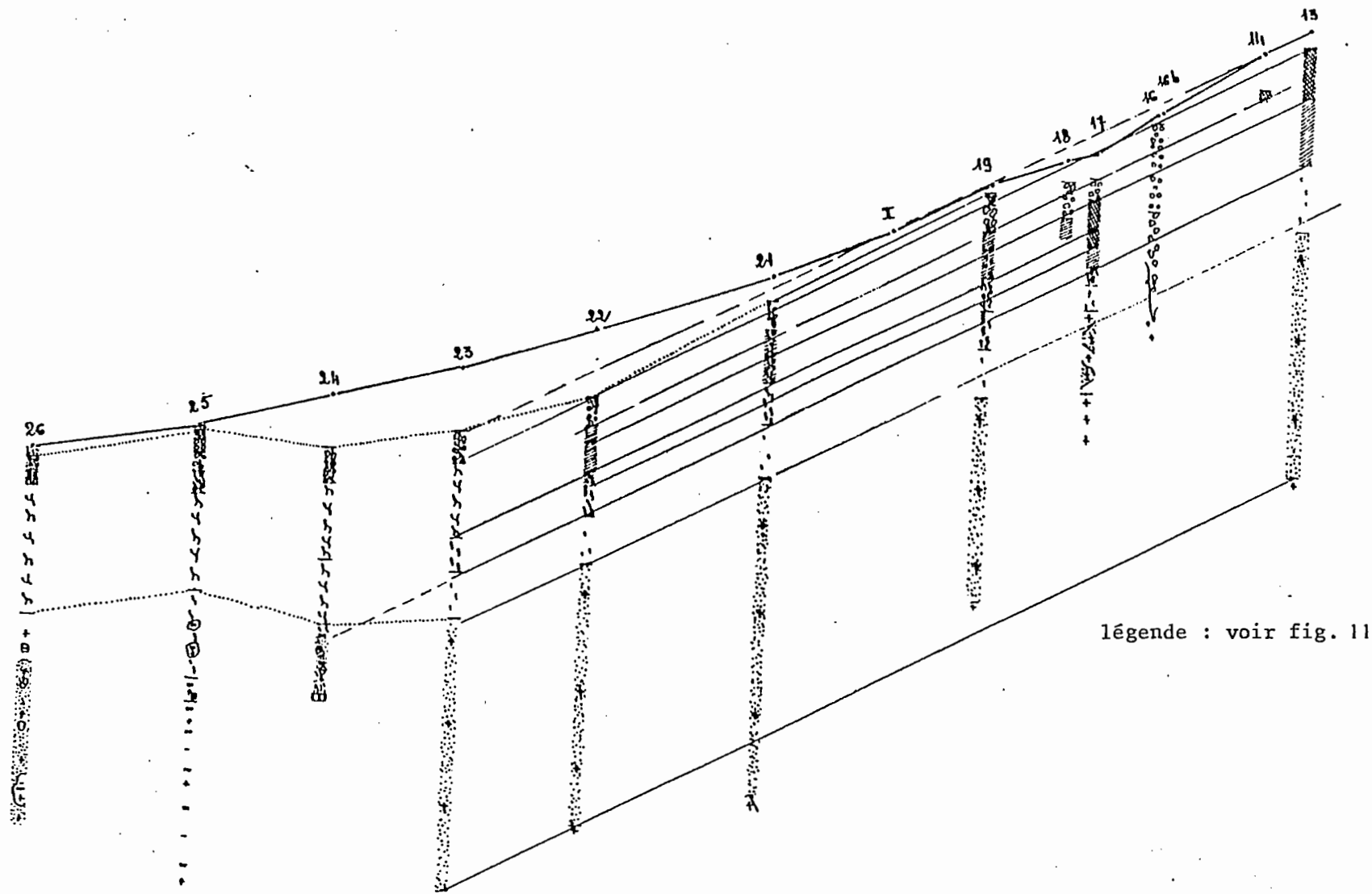


Fig. 31 - Relation entre les différents niveaux indurés et les matériaux sous-jacents.

bigarré sous l'action de l'hydromorphie. Il s'agit ici d'une hydromorphie ancienne. *Les nodules sont des traits pédologiques antérieurs aux horizons B₃. De KY21 à 26, le front supérieur de l'horizon à nodules dessine une paléotopographie remblayée par la genèse de la topographie actuelle.*

Les carapaces sont limitées à la partie amont (KY21 et 22), en association avec des processus de lavage et d'hydromorphie, qui atteignent leur intensité maximum à la première rupture de pente dans la concavité, là où l'écoulement de l'eau est également maximum (zone de collecte de l'eau), mais où le niveau supérieur de l'hydromorphie, commandé par la surface topographique actuelle est le plus bas (KY22) : cette zone apparaît comme la rupture de pente d'une paléotopographie oblitérée par l'actuelle.

L'horizon bigarré n'est pas lié aux cuirasses ou carapaces : c'est un horizon lithodépendant lié aux faciès mésocrates des roches mères. Les carapaces ne sont pas associées à ces derniers c'est-à-dire à la richesse en ferro-magnésiens, mais à des processus d'hydromorphie (accumulation absolue de fer). Il y a un enfoncement prononcé du front d'altération sur les faciès mésocrates où l'arène jaune (smectitique) apparaît à 850 cm en KY25 et 26. A 1060 cm, on n'atteint pas la roche massive, alors qu'elle l'est, sur les faciès leucocrates entre 770 cm et 890 cm (l'arène sableuse peu altérée apparaissant vers 390 à 550 cm). Dans les arènes mésocrates, il y a une accumulation relative de biotite comme en KY3.

3. Conclusion à l'étude macromorphologique.

L'ensemble d'horizons supérieurs meubles a une différenciation indépendante des caractères des horizons indurés sous-jacents. Il apparaît comme constitué dans des matériaux d'apport récent, dont la différenciation texturale relève d'un appauvrissement superficiel en éléments fins, propre au fonctionnement du glaciais.

Le cuirassement est lié à une concentration de fer par les nappes et non à la richesse en ferro-magnésiens. Son intensité est plus forte sur les roches leucocrates (carapace) alors que les faciès mésocrates donnent un horizon bigarré à nodules ferrugineux à sa partie supérieure. Ces différences sont probablement imputables à la plus grande porosité des matériaux d'altération des roches leucocrates.

La figure n° 31 montre les relations entre les différents niveaux indurés (cuirasse, carapace, horizon à nodules) ainsi qu'avec les horizons tachetés sous-jacents. Un certain nombre d'enseignements peuvent être tirés de cette figure :

(a) ces différents niveaux se sont formés sous une surface topographique plus redressée que l'actuelle, et concordante avec la ligne KY13 - KY14 - KY19-I. Par rapport à celle-ci, l'entaille actuelle dessine une concavité de KY 14 à 19, tandis qu'en aval de KY19, la surface topographique actuelle suggère un remblaiement. Les matériaux constitutifs de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles sont des apports récents.

(b) le style d'emboîtement des différents niveaux indurés le long de la pente suggère des phases successives de cuirassement imputables à des abaissements successifs du niveau de base, sous des surfaces topographiques concordantes (ou une même surface). On dénombre ainsi au

Tableau n° 14. Etude micromorphologique des profils KY22 et 23 : altération des minéraux.

	P r o f i l K Y 2 2				P r o f i l K Y 2 3		
	roche massive 22.20	arène sableuse 22.15	arène sableuse à sablo-argileuse 22.13 : 413-433cm	B 2 22.4 55 - 70 cm	A 1 22.1 720-740cm	arène sableuse 23.17 720-740 cm	arène sableuse à sablo-argi- leuse 23.14: 560 - 575 cm
amphibole	non observée	non observée	pseudomorphose par les oxy-hydroxydes de fer (plasma brun sombre en LN, et noirâtre en LR)				plasma cris- tique (macro- kaolinite + quelques feuilletés à birefringence plus forte
plagioclase	. non altéré . début d'al- tération (plages non limpides)	. microfissuration intense + quelques séricites . plasma argilasépique kaolinique + nombreuses séricites					plasma kao- linique argi- lasépique + séricites
biotite	. non altérée . légère déco- loration + ségrégation de plasma brun sombre	décoloration plus prononcée + ségrégation de plasma brun foncé + plages de kaolinite		rare, peu altérée avec parfois des ségrégations de plasma brun sombre (clivages et bor- dures)	pas de biotite		
microcline	n o n a l t é r é			. gros cristaux faiblement altérés : clivages épaissis aspect sale, microdivision . petits cristaux à nom- breuses incrustations de plasma brun sombre		non altéré	. non altéré . plus ou moins fissuré

Tableau n° 15. Etude micromorphologique du profil KY25.: altération des minéraux.

	arène	jaune	pâle	arène rouge	horizon bigarré	horizon tacheté à nodules (B ₂ /B ₃)	A ₁
	25.25 1060 cm	25.22 940 - 960 cm	25.20 860 - 880 cm	25.19 - 25.12 820-840-380-400 cm cm	25.8 130-150cm	25.7 80-100cm	25.1 0 - 5 cm
amphibole	<ul style="list-style-type: none"> pseudomorphose en plages jaune paille à olive pâle, cristallines (vermiculite + micas) ou argilasepiques (smectites) + voilé de plasma brun sombre parfois pseudomorphose par des oxyhydroxydes de fer (plasma brun sombre) 	<ul style="list-style-type: none"> pseudomorphose en vermiculite + micas + macrokaolinite, avec aspect spongieux + plasma brun en assemblage réticulé 	<ul style="list-style-type: none"> kaolinisation plus poussée et plasma brun plus abondant formant parfois des nodules brun sombre, opaques 	<ul style="list-style-type: none"> Plasma cristalline de macrokaolinite et micas (séricite) + plasma brun sombre plus abondant en assemblage anastomosé 	complètement altérée, filiations non identifiables (pédoplasmatation)		petits cristaux non altérés ou entourés d'un plasma brun sombre
plagioclases	complètement altérés à filiation non identifiable						non observés
biotite	<ul style="list-style-type: none"> faciès peu altéré, pléochroïque avec souvent gonflement et distorsion des feuillets, décoloration aux extrémités faciès peu altéré, pléochroïque avec clivages épaissis par un plasma brun sombre faciès brun sombre figé en LN, rouge en LR (pseudomorphose totale ou partielle par le fer) : peu fréquent en 25.25, fréquent en 25.20 			<ul style="list-style-type: none"> dominance du faciès brun sombre avec parfois un faciès balai aux extrémités + faciès décoloré (brun pâle-incolore) + faciès à aspect plasmifié 	complètement altérée, à filiation non identifiable (pédoplasmatation)		non observée
microcline	faiblement altéré : épaississement clivages			<ul style="list-style-type: none"> + parfois des bandes de plasma brun clair le long des clivages 	rare, plasma brun à brun pâle, parfois brun sombre le long des clivages	inexistant (plages pédoturbées) ou en gros cristaux non altérés	<ul style="list-style-type: none"> clivages un peu épaissis clivages incrustés de plasma brun sombre

moins trois phases : celles des cuirasses du profil KY13 et du profil KY17, celle des carapaces des profils KY19 à 22.

C'est un emboîtement du même type que l'on observe sur la toposéquence de Nobéré, sur granite (fig. 32), avec également une entaille récente.

B. L'étude micromorphologique.

Elle a été faite sur les profils KY22 (sur granite leucocrate) KY23 (pour la partie développée dans le granite leucocrate, c'est-à-dire les arènes) et KY25 (sur passée mésocrate).

1. L'altération des minéraux.

a. Les profils sur roche leucocrate.

Le tableau n° 14 résume les données essentielles des profils KY23 et 22. Dans ce dernier, le front de l'altération est très irrégulier (la roche massive apparaît entre 730 cm et 390 cm).

Les faciès de transformation des minéraux primaires indiquent une altération kaolinique typique comme dans les zones amont. Mais par rapport à ceux-ci, les plagioclases disparaissent beaucoup moins rapidement comme dans le profil KY3. Le phénomène, associé ici à une progression très irrégulière du front d'altération, avec de nombreux affleurements de granite est liée à la texture massive des roches mères et non à une diminution de l'intensité de l'altération météorique.

Les horizons cuirassés n'ont pu être étudiés. Mais l'analyse triacide montre que l'altération des minéraux primaires y est beaucoup plus forte que dans les horizons A₁ à B₃. Il y a donc une diminution de son intensité dans les horizons supérieurs meubles au-dessus de la carapace. Les faciès d'altération du microcline et du quartz dans les horizons A₁ et B₂ suggèrent un mélange de matériaux d'origines différentes : les grains incrustés de plasma ferrugineux proviendraient d'anciens matériaux ferruginisés.

b. Les profils sur roche mésocrate (KY25).

Le tableau n° 15 résume les données micromorphologiques.

Dans l'arène jaune pâle, l'altération des amphiboles est la même que dans les arènes faiblement altérées du profil KY3, tandis que la disparition totale des plagioclases indique un étagement moins grand de leurs stades d'altération. On observe également une pseudomorphose plus fréquente des biotites et aussi des amphiboles par les oxy-hydroxydes de fer (couleur brun sombre en LN). Ces différences sont imputables au pendage subvertical de la roche mère, qui favorise une percolation rapide des eaux et crée ainsi un milieu plus lessivant-oxydant.

Dans l'arène rouge, l'altération des amphiboles est la même que dans les arènes mésocrates à plagioclases complètement altérés du profil KY3, mais les biotites sont nettement plus altérées (oxydation très rapide du fer).

Le faciès surmicacé à pendage subvertical apparaît donc particulièrement favorable à la progression et l'enfoncement du front d'altération kaolinique, par rapport au faciès leucocrate. Etant donné

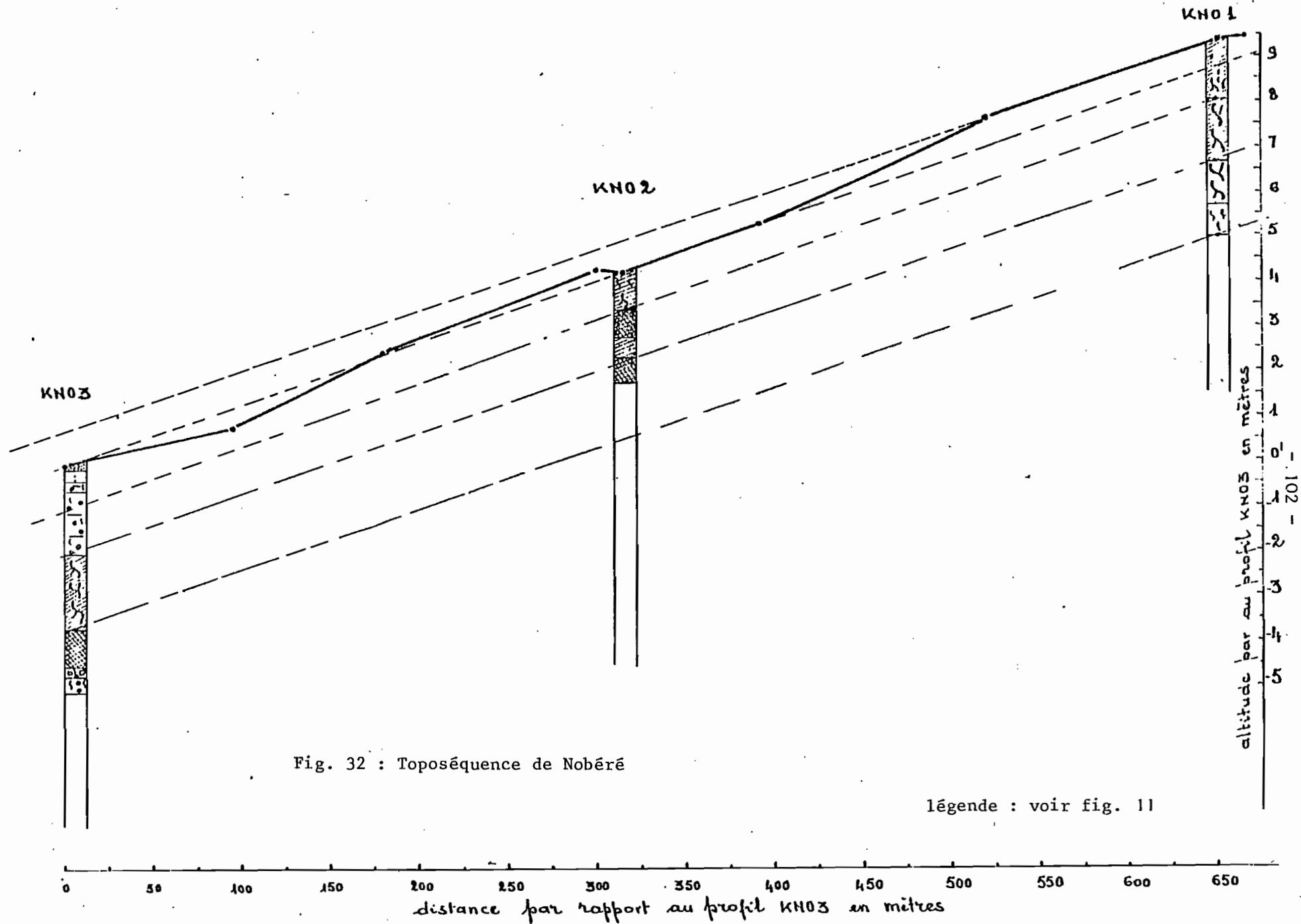


Fig. 32 : Toposéquence de Nobéré

légende : voir fig. 11

que les plagioclases sont déjà transformés en kaolinite, que les biotites sont rendues inaptées à une ouverture qui les mènerait vers la vermiculite, il ne reste que les vermiculites résiduelles de l'altération kaolinique pour évoluer maintenant vers les smectites.

Les biotites "figées" sont nombreuses jusque dans l'horizon tacheté à nodules ferrugineux (B₂) où l'altération était donc la même que dans les arènes sous-jacentes : les faciès tacheté et bigarré résultent donc de l'action ultérieure de processus d'hydromorphie sur une arène formée en milieu lessivant-oxydant.

Le degré d'altération du microcline n'atteint pas celui que l'on observe dans les profils des zones I et II. Le phénomène peut être imputable à la résistance de ce minéral dans les faciès mésocrates (résistance observée en KY3, mais pas en KY8), mais aussi probablement à une diminution de l'intensité de l'altération kaolinique, résultant de la rapidité de sa progression.

Dans l'horizon A₁, l'altération du microcline est la même qu'en B₂. La présence d'amphiboles non altérées est donc due à un apport de matériaux frais, tandis que l'absence de biotite dans ces conditions, ne pourrait être que la conséquence de son élimination par les processus de mise en place du matériau.

2. L'organisation micromorphologique.

a. Le profil KY22.

Les monolithes de sols ont été découpées dans les différents horizons, mais je n'ai pu obtenir la confection de lames minces. Ils ont été égarés par le Service des sols du Centre ORSTOM de Dakar, après mon affectation à Lomé. Les observations qui suivent sont faites sur des lames confectionnées à partir des mottes, lorsqu'il en existait encore.

L'horizon A₁ montre un assemblage granulaire. Les grains du squelette (quartz + microcline) se répartissent en deux fractions granulométriques (1.50 à 0.40 mm et 0.20 mm environ). Le plasma brun, est rare, à structure undulique.

Dans l'horizon B₂, l'assemblage est porphyrosquelique. Le plasma est plus abondant aux dépens des petits grains du squelette. Il est, le plus souvent, argilasépique (avec seulement quelques ferriargilanes accrochés aux grains du squelette ou aux parois des vides). Par endroits, il est squelvosépique avec des ferriargilanes plus nombreux, de même couleur que le reste du plasma (jaune rouge en LN, rouge jaune en LR).

Dans la partie inférieure de l'arène un réseau de plages de plasma argilasépique entoure et traverse les cristaux. A la partie supérieure, des argilanes remplacent ce plasma par endroits.

b. Le profil KY25.

L'horizon A₁ montre la même organisation qu'en KY22, mais avec en outre quelques nodules ferrugineux de tailles variables (3 mm à 0.60 mm, avec de nombreux fragments de l'ordre de 0.060 à 0.30 mm environ), de formes arrondies, à plasma brun sombre opaque, rouge sombre en LR avec un cortex rouge et parfois une structure vosépique

(plasma rouge autour du réseau de fissures), à squelette tantôt constitué de nombreux petits grains de quartz (parfois d'aspect esquilleux, tantôt de quelques grains plus gros, plus ou moins disloqués par le plasma brun sombre.

En B₂/B₃ (25.7), le squelette, assez abondant, noyé dans le plasma, est essentiellement constitué de quartz avec très peu de microcline (en petits cristaux à clivages incrustés de plasma brun sombre, ou élargis par un plasma brun clair, parfois dominant sur les plages saines). Les grains se répartissent en deux classes granulométriques (0.75 mm et 0.08 mm environ). Le plasma montre des domaines brun clair à incolores (à plages résiduelles brun foncé plus ou moins disloquées lorsqu'elles sont importantes, et à nombreuses petites taches brun sombre) et des domaines brun rouge à très nombreuses plages brun sombre. Il est argilasépique et vosépique (nombreux argilanes, ferriargilanes et parfois ferranes remplissant fissures et cavités). Les domaines clairs proviennent d'une décoloration du plasma brun rouge, épargnant le plasma brun sombre, qui constitue ainsi des nodules dans ces domaines.

Les nodules ferrugineux, très bien individualisés, sont de formes arrondies. Le squelette (quartz) est tantôt rare ou même absent (alors que le fond matriciel environnant en est riche), tantôt moyennement représenté. Le plasma, brun sombre, opaque, peut révéler une structure vosépique en LR (ferranes, et parfois ferriargilanes qui peuvent être discernables en LN, rouge plus clair, parfois à structure concentrique, associés aux vides). Dans certains nodules on distingue quelques grandes biotites opaques figées.

L'horizon bigarré montre un squelette (quartz avec un peu de microcline) peu abondant, en petits grains (0.4 à 0.1 mm) dominant les moyens à gros (0.5 à 1 mm), à assemblage parfois strié (plasma alors masépique, aspect de striotubules). Le plasma est brun, à petites taches ou plages plus importantes brun sombre (parfois à structure concentrique), à plages de décoloration brun pâle à incolores. Il est argilasépique et vosquelsépique. Les vides (assez nombreuses cavités parfois connectées par un réseau de fissures) sont remplis ou tapissés de cutanes parfois très épais, à structure concentrique : ferriargilanes, ferranes, argilanes (dont le vide conducteur est souvent ourlé d'un mince lit plus ou moins continu de manganèse). Cette pédoplasation ne s'observe plus dans les arènes.

c. Analyse et interprétation.

Dans les deux profils, les horizons A₁ montrent un enrichissement en petits grains du squelette, dû soit à des processus de fracturation mécanique ou pédologique des sables, soit à un apport de sables fins. Les nodules ferrugineux et leurs fragments attestent que les matériaux constitutifs de ces horizons sont au moins partiellement empruntés à ceux des horizons B₂.

En KY22, l'horizon B₂ montre une mobilité faible du plasma peu compatible avec un horizon B illuvial de sol ferrugineux tropical lessivé. Par ailleurs, les ferriargilanes qu'on y observe sont plutôt imputables à une mobilisation *in situ* du plasma. Par contre, l'horizon B₂/B₃ du profil KY25 (horizon tacheté à nodules ferrugineux) se comporte comme un horizon illuvial dans lequel l'aspect tacheté résulte d'une action ultérieure de l'hydromorphie. Les nodules sont le plus souvent

des pédoreliques (plus rarement des lithoreliques) hérités d'une évolution plus ancienne. L'horizon bigarré montre également une forte mobilisation du plasma en deux phases dont la dernière est la même que celle qui affecte B₂/B₃. Cette évolution est identique à celle des horizons bigarrés amont (KY1 dont elle ne se distingue que par l'absence de la phase de remaniement des cutanes et KY3).

Ces résultats sont en accord avec ceux de l'étude macromorphologique.

C. Etude minéralogique.

1. Les sols sur roches leucocrates.

Il s'agit des profils KY21, 22 et 23, à l'exception dans ce dernier de l'horizon bigarré (KY23.7).

a. Etude des fractions granulométriques par diffraction des rayons X.

Les fractions argileuses sont constituées, tout le long des profils, de kaolinite quasi exclusive, avec un peu ou des traces de micas, parfois un peu de quartz (uniquement dans les horizons supérieurs meubles, avec les plus fortes teneurs en A).

Si l'on considère la résolution des triplets compris entre 4.45 Å et 4.17 Å et 2.38-2.28 Å, dans le profil KY23, la kaolinite est désordonnée dans les arènes tant que les plagioclases n'ont pas disparu et malgré des intensités normales des réflexions (ool). En KY23 et 22, les intensités de ces réflexions sont beaucoup plus accusées dans les arènes à plagioclases peu altérés (écaillés de la roche massive, roche friable, base de l'arène sableuse). Elles augmentent en KY22 avec la proportion de ferromagnésiens. En KY23 (seul profil dont l'ensemble des horizons a pu être étudié), le désordre diminue légèrement dans les arènes à plagioclases complètement altérés. Il n'y a pas d'autre amélioration dans les horizons sus-jacents jusqu'en B₁. L'amélioration la plus nette s'observe dans les horizons A. Le profil KY21 se distingue par une kaolinite très désordonnée et de type fire-clay.

Les fractions limons fins étudiées (arènes du profil KY22) se distinguent des fractions argileuses par :

- des proportions de micas plus élevées et qui diminuent de bas en haut de KY22.20 à KY22.16). Il s'agit essentiellement (sauf en KY22.20) de mica de type séricite-illite. KY22.20 se distingue par une teneur brusquement plus élevée de micas où domine la biotite.

- des plagioclases assez abondants en KY22.20 (roche friable), dont la proportion diminue brutalement dans l'arène immédiatement sus-jacente (KY22.19), et qui disparaissent totalement dès KY22.18 (à 30 cm au-dessus de la roche massive) en même temps que l'analyse chimique confirme leur absence dans le résidu d'altération. Ils réapparaissent plus haut en KY22.16.

- une kaolinite moins abondante, mais mieux organisée, qui devient bien ordonnée dès que les plagioclases disparaissent, avec une augmentation des intensités des réflexions (ool). Cette limite d'altération

K = Kaolinite

V = vermiculite

S = smectites

Int = interstratifiés

Mi = micas

Mic = microcline

Pl = plagioclases

Q = quartz

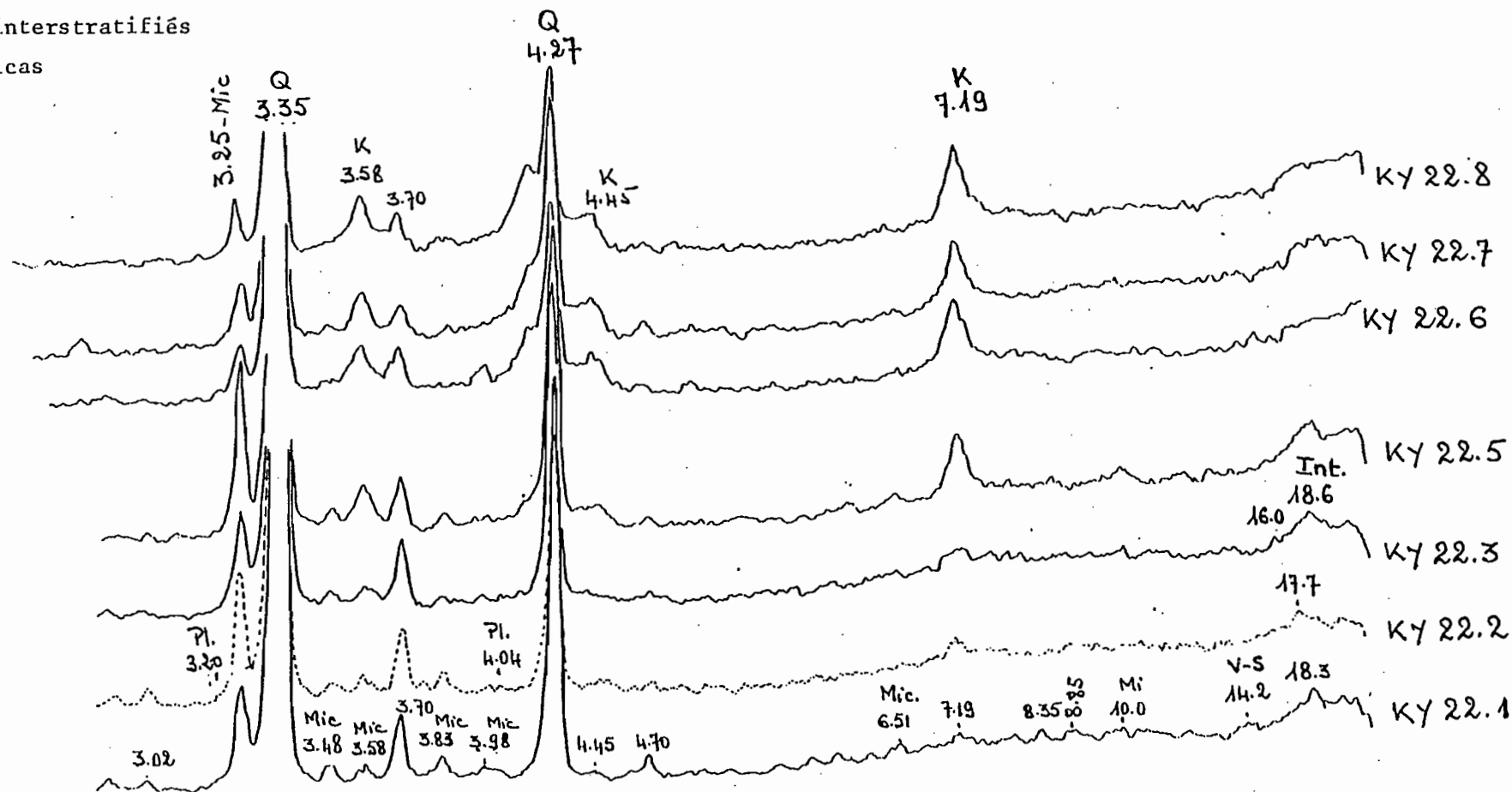


Fig. 33 - Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de terre totale du profil KY 22 (diagrammes de poudre).

(disparition des plagioclases) est aussi une limite pétrographique (augmentation de la proportion des ferromagnésiens).

b. Les diffractogrammes de terre totale (fig.33).

L'analyse a porté sur les horizons A₁ à la carapace (KY22.1 à KY22.8) du profil KY22. Ils sont constitués de quartz très important, avec un peu de microcline, d'interstratifiés (14 M - 14 V), de kaolinite, d'illite, et de traces de plagioclases. La kaolinite et l'illite n'existent qu'à l'état de traces en A₁, où ils sont dominés par les interstratifiés avec un peu de "montmorillonite" ou de vermiculite. La kaolinite est mieux représentée en A₂ (alors que les interstratifiés le sont moins et que les micas disparaissent) et en B₁ (où les proportions d'interstratifiés et de micas sont les mêmes qu'en A₁). Sa teneur augmente nettement en B₂ (ainsi que celles des interstratifiés et des micas). Les proportions de microcline sont à peu près les mêmes de A₁ à B₁. Elles augmentent en B₂, alors que l'analyse chimique indique une diminution progressive de ses proportions de A₁ à B₂. Dans l'horizon B₃ (22.6) et dans la carapace (22.7 et 22.8), les teneurs en microcline diminuent et les interstratifiés disparaissent.

c. Analyse et interprétation.

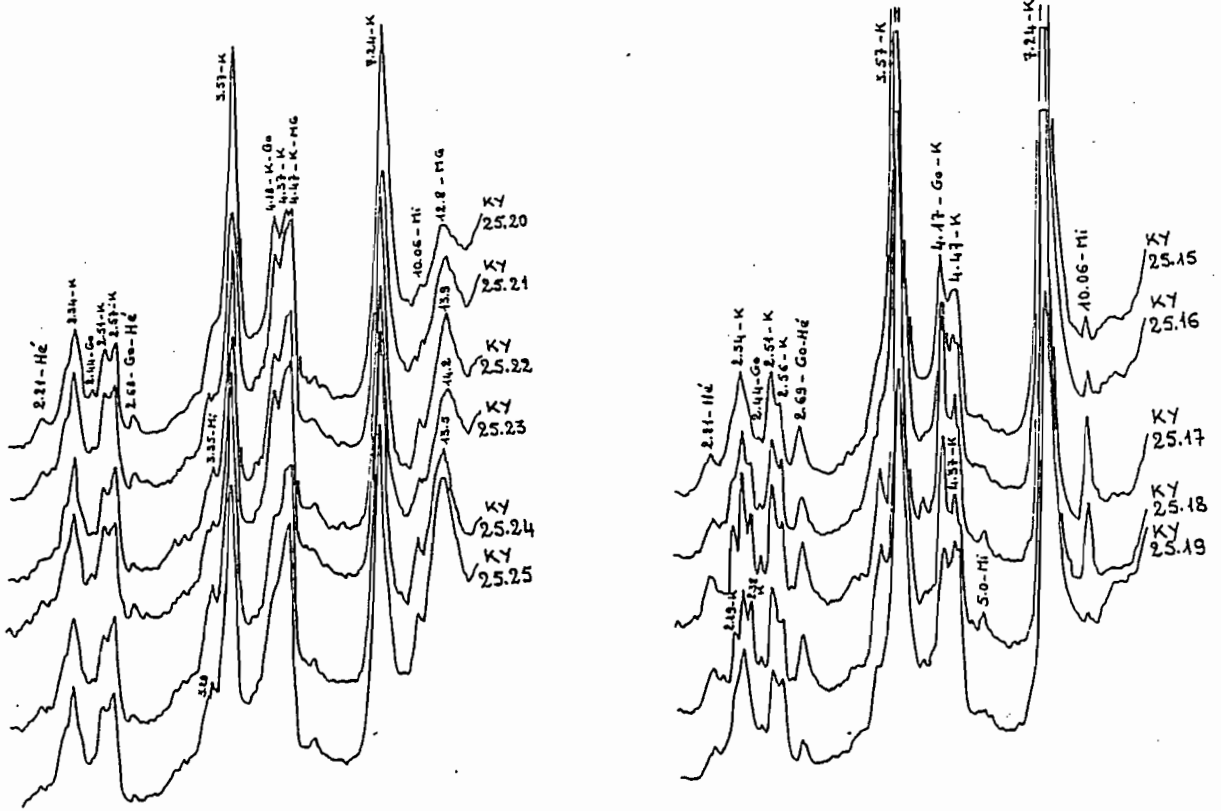
L'altération est une succession de trains dont les départs sont échelonnés en fonction de la résistance des minéraux. Le "premier train" est celui des minéraux les plus altérables. Ainsi, le bon développement des réflexions (001) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), plus accusé dans les arènes les moins altérées, est imputable à une dominance de la kaolinite dérivée de l'altération des amphiboles, comme l'ont montré les observations micromorphologiques (kaolinite dérivée de feuilletés micacés). Lorsque les amphiboles n'existent pas, le désordre le plus accusé s'observe à la base des arènes. L'altération est donc typiquement kaolinique comme dans les zones amont. La diminution du degré d'organisation de la kaolinite par rapport aux kaolinites des zones amont (profils KY1, KY8), est le résultat d'une diminution de l'intensité de la percolation, imputable à la texture de la roche mère. Celle-ci est également responsable de la remontée du front d'altération.

Mais le maintien d'un degré d'organisation faible de la kaolinite dans les horizons sus-jacents aux arènes et jusqu'en B₁ doit être attribué plutôt à une évolution régressive, corrélative d'une forte attaque du microcline. Dans ces conditions, la diminution du désordre dans les horizons A doit être relié à des processus d'apport.

Dans le profil KY22, les diffractogrammes de terre totale des horizons A à B₂ (ensemble des horizons supérieurs meubles) indiquent une forte altération du microcline, accompagnée de la présence d'interstratifiés 14 V ou M - 10, de vermiculite (ou montmorillonite) et de traces de plagioclases : ces caractéristiques suggèrent que *les matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles (A à B₂) sont des mélanges de matériaux d'origines différentes comme l'ont montré par ailleurs les études micromorphologiques.*

2. Les sols sur roche mésocrate.

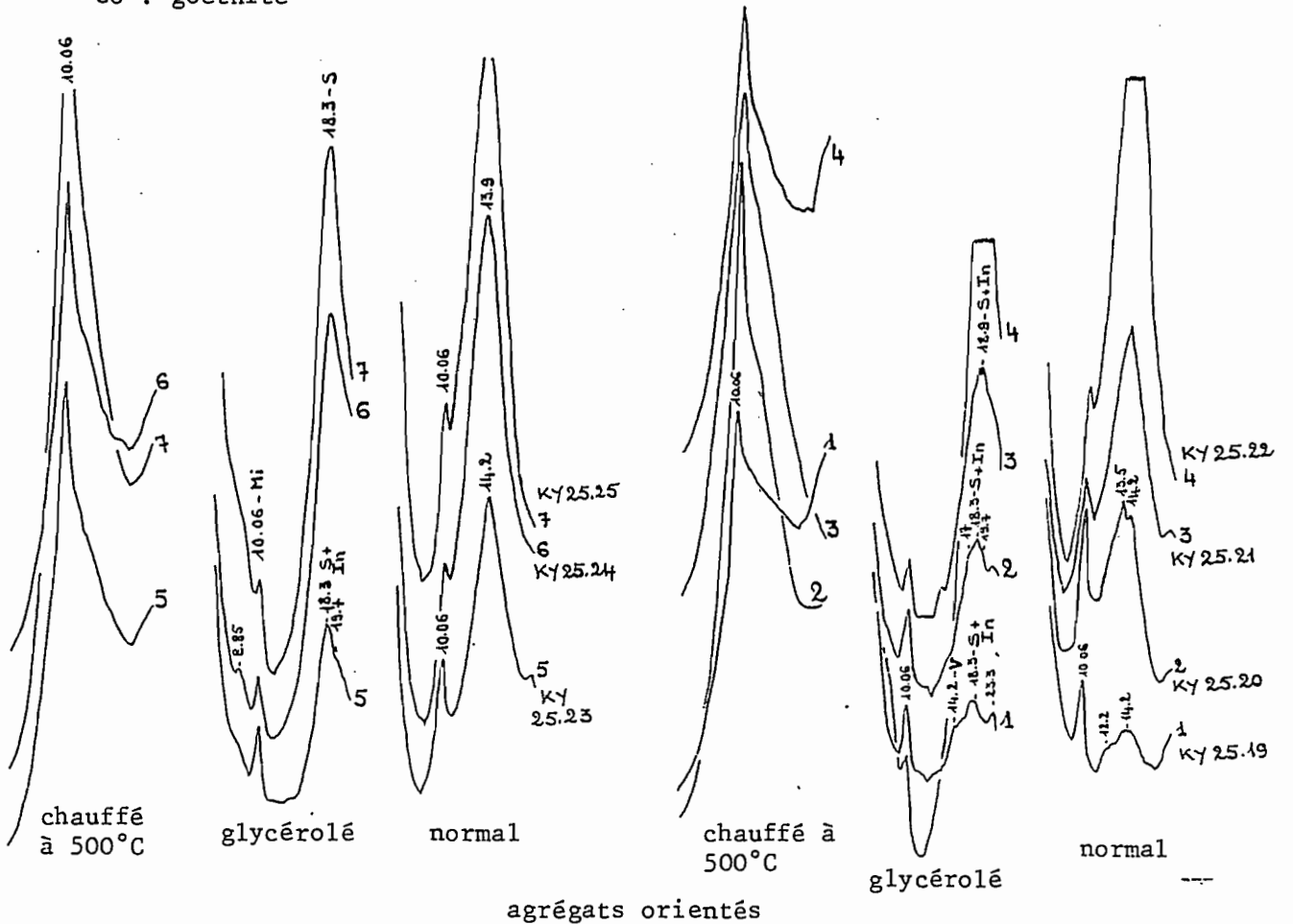
a. Le profil KY25 (sur faciès surmicacé à biotite et amphiboles).



K : kaolinite
 MG : minéraux gonflants
 Mi : micas
 Go : goethite

diagrammes de poudre

S : smectites
 In : interstratifiés
 (14 M - 14 V)
 V : vermiculite



agrégats orientés

Fig. 34 - diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY 25.

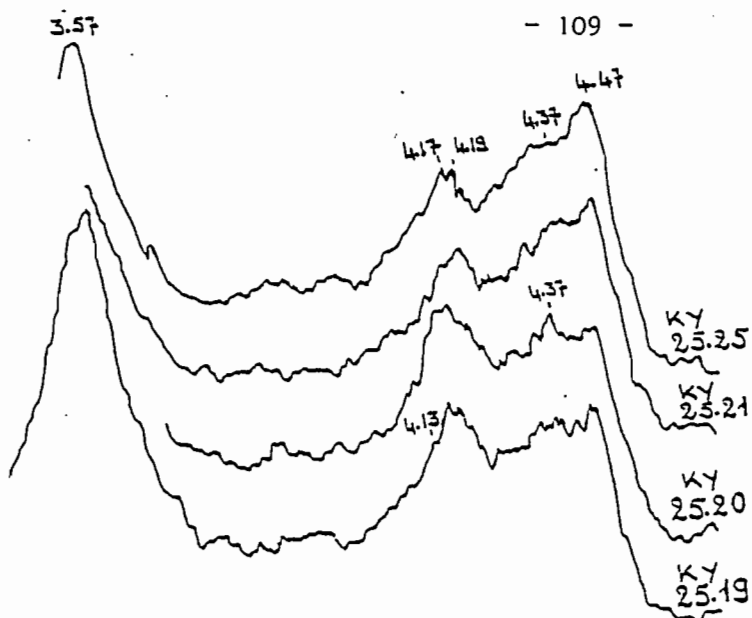


Fig. 35 - profil KY 25 cristallinité de la kaolinite (fractions argileuses) : diagrammes de poudre étalés.

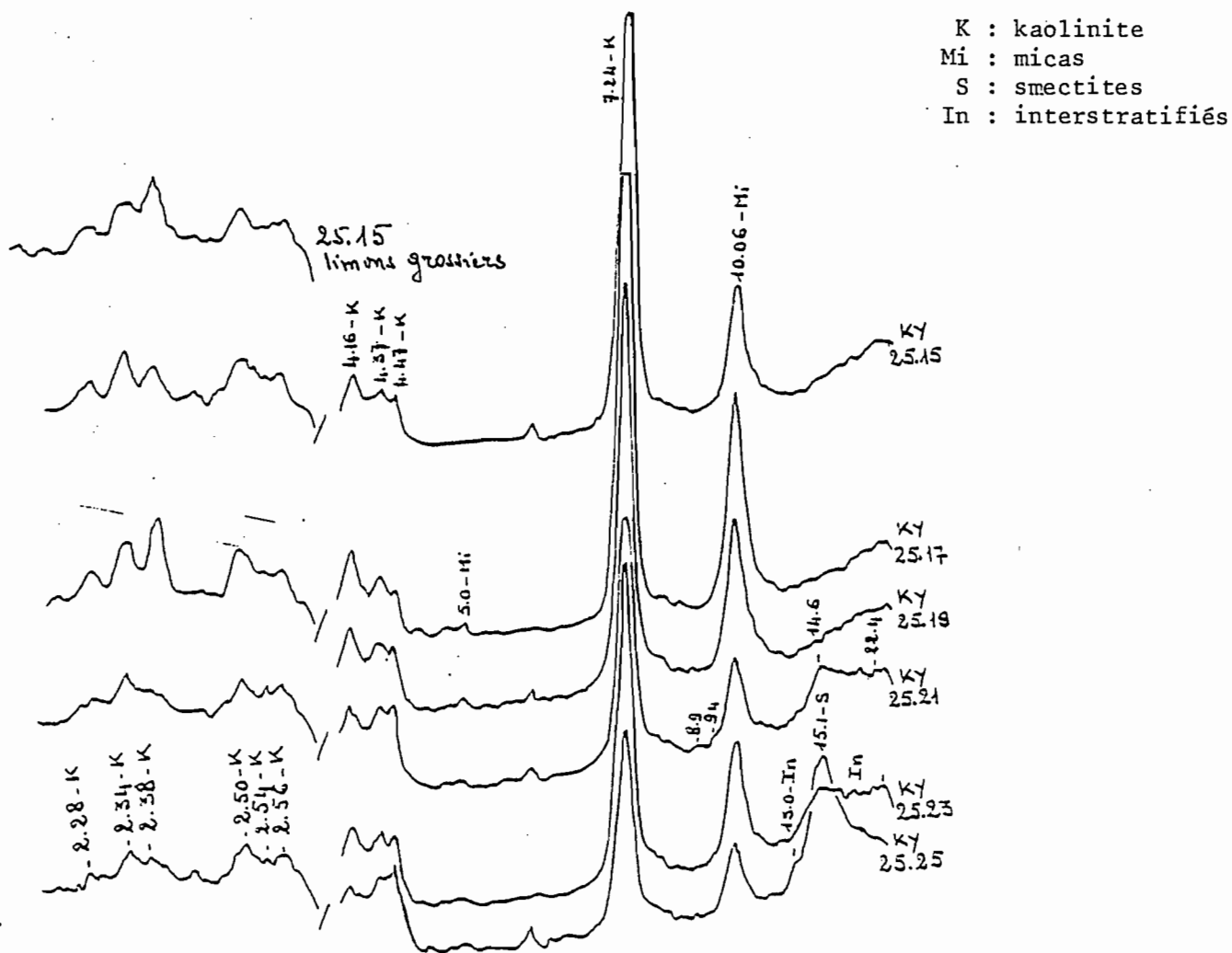


Fig. 36 - diffractogrammes de rayons X des fractions limons fins du profil KY 25. (diagrammes de poudre)

Tableau n° 16. composition minéralogique des fractions argileuses du profil KY 25 (analyse par diffraction des RX).

	KY 25.25 1060 cm	25.24 1000-1020	25.23 940-960	25.22 940-960	25.21 910-930	25.20 860-880	25.19 820-840	25.18 760-780	25.17 710-730	25.16 650-670	25.15 580-600
	Face Sud Face Nord										
	a r è n e j a u n e p â l e					a r è n e r o u g e p â l e					
Minéraux gonflants %	50-55	50	40-50	50	30-35	20-25	10	0	0	0	0
kaolinite %	40-45	50	40-50	50	60-65	65-70	70-75	75-80	75-80	80	80-85
illites %	< 5	< 5	< 5	< 5	5-10	10	10	20-25	20-25	15-20	15-20
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.6		6.0	6.8	5.9	6.4	6.0	6.1	6.0	6.3	5.7
K ₂ O sol/MgO	0.67		0.67	0.57	0.69	0.64	0.67	0.70	0.72	0.78	0.60
Indice d'altération de WACKERMANN	13.9		14.3	12.2	13.6	14.0	14.2	14.8	15.5	17.7	15.0

Le tableau n° 16 résume la composition minéralogique des fractions argileuses et un certain nombre de caractéristiques chimiques. La figure n° 34 montre les diffractogrammes de R.X.

(1) Evolution et caractéristiques des minéraux gonflants.

La composition minéralogique des fractions argileuses (tab. n° 16) montre que, contrairement au profil KY3, les minéraux gonflants sont abondants dans des matériaux dont les plagioclases ont été complètement altérés. Leur proportions diminuent progressivement à partir de KY25.21 et sans rapport avec l'indice d'altération de WACKERMANN. Dans la partie supérieure de l'arène jaune (25.19 à 25.21), les minéraux gonflants sont des interstratifiés irréguliers de type (14 M - 14 V) et (14 M - 14 V-10) dont le désordre augmente du bas vers le haut : les réflexions tendent de plus en plus vers une large bande de diffraction (fig. 34). Ce phénomène est encore plus net sur les diffractogrammes étalés (fig. 37).

A la partie inférieure de l'arène jaune, la figure 37 indique des smectites de transformations et le test HOFFMANN-KLEMEN de la beidellite. Cependant, même dans cette partie inférieure de l'arène jaune, les diffractogrammes étalés (fig. 37) montrent que les smectites sont encore associées à des interstratifiés gonflants de type (14 M - 14 V).

Dès la base de l'arène rouge (KY25.18) les minéraux gonflants disparaissent et sont relayés par des proportions plus fortes de micas.

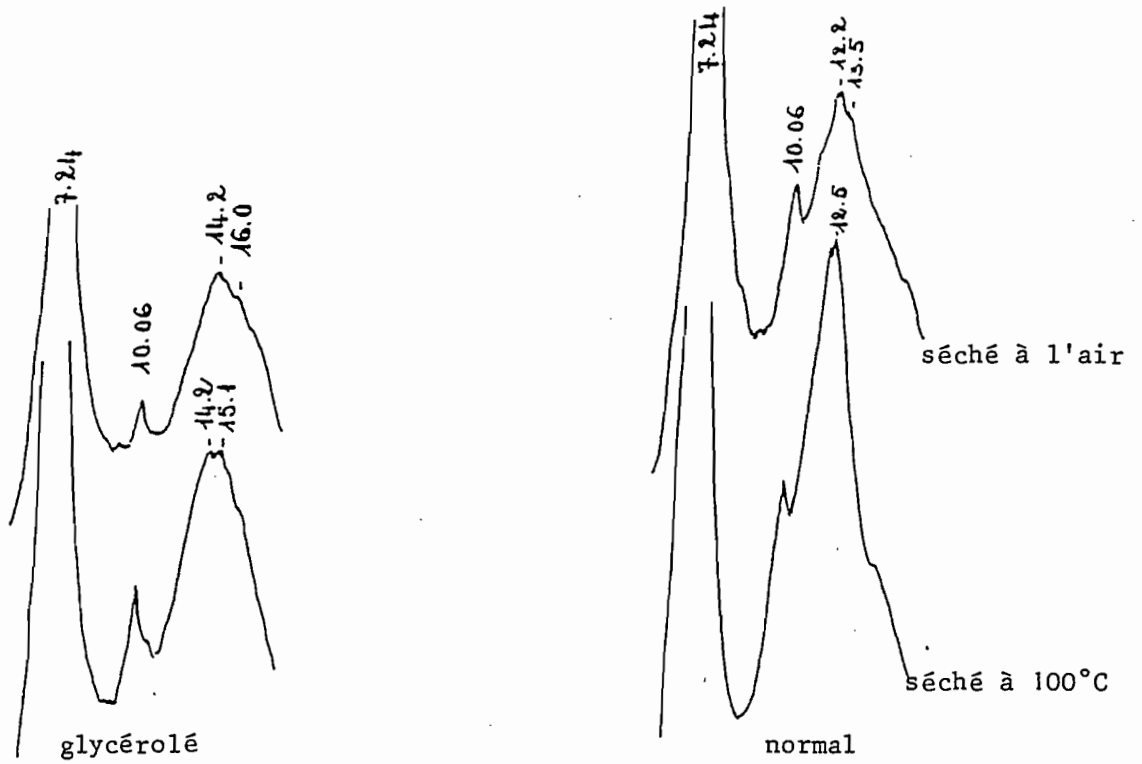
Sur l'ensemble des arènes (25.25 à 25.15), le rapport K_2O soluble au triacide / MgO total est invariable.

Dans les fractions limons fins (fig. 36), les teneurs relatives et la nature des minéraux gonflants sont à peu près les mêmes que dans les fractions argileuses à la base de l'arène jaune (25.25). Le désordre des interstratifiés augmente ensuite très fortement (de 25.23 à 25.21, on a une bande de diffraction de 25.6 \AA à 14.6 \AA). Au sommet de l'arène jaune (25.19) les minéraux gonflants disparaissent pratiquement au profit des micas dont la teneur augmente fortement.

(2) Evolution et caractéristiques de la kaolinite (fig. 34 et 35).

Dans les fractions argileuses de l'arène jaune, la kaolinite est désordonnée si l'on considère la résolution des raies comprises entre $4.45 - 4.17 \text{ \AA}$ et $2.38 - 2.28 \text{ \AA}$. Le degré d'organisation s'améliore à la partie supérieure de l'arène jaune (25.20 et 25.19). Mais c'est surtout à la base de l'arène rouge, c'est-à-dire en l'absence des minéraux gonflants que la kaolinite est très bien ordonnée avec de fortes intensités des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). Mais de 25.18 à 25.15, ces intensités et le degré d'organisation diminuent à nouveau progressivement. En 25.15, la kaolinite est à nouveau désordonnée, avec cependant un pic (ool) beaucoup plus intense que dans l'arène jaune.

Dans les fractions limons fins (fig. 36), la kaolinite est désordonnée à la base de l'arène jaune (25.25) comme dans les fractions argileuses. Ensuite, le degré d'organisation et les intensités de ces réflexions (ool) suivent fidèlement les proportions de micas



a. échantillon KY 25.25 saturé par K^+

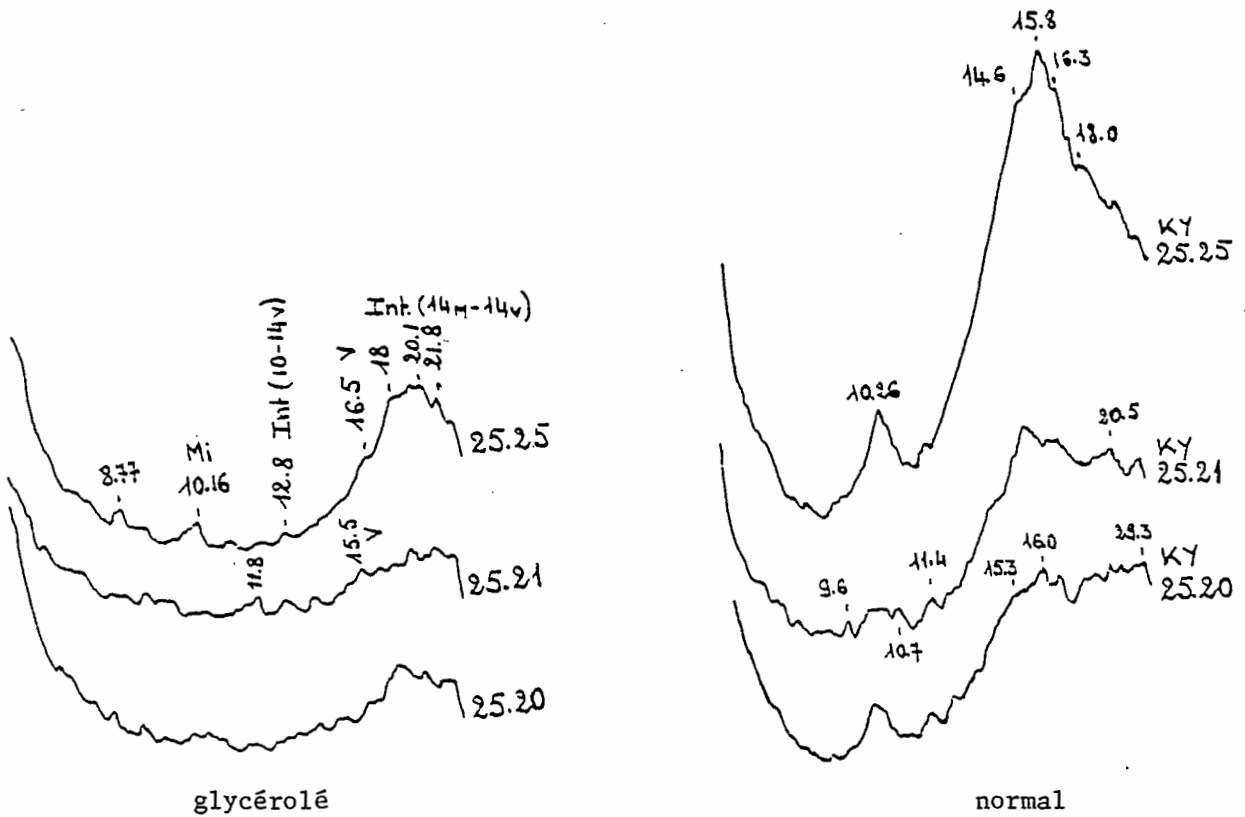


Fig. 37 - Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses du profil KY 25 (agrégats orientés)

(kaolinite bien ordonnée, à fortes intensités des réflexions (ool) en 25.17, 25.15, 25.19, 25.13). Les relations kaolinite-micas sont résumées dans le tableau n° 17.

Tableau n° 17. Relations kaolinite-micas dans les fractions Limons fins du profil KY 25.

	25.25	25.23	25.21	25.19	25.17	25.15
hauteur de la raie 001 des micas	3.0	5.0	3.6	6.0	8.2	5.0
hauteur de la raie 001 de la kaolinite	8.8	13.2	10.4	16.6	> 20	16.6
hauteur de la raie 020 de la kaolinite	3.4	2.6	3.2	2.4	1.6	2.0
rapport raie 001/raie 020 de la	2.6	5.1	3.2	6.9	> 12.5	8.3

(3) Interprétation.

L'évolution du rapport K_2O soluble au triacide/MgO total montre que MgO est exclusivement lié à la biotite : le magnésium des amphiboles est d'emblée lessivé dès KY25.25. Afin de mieux préciser l'évolution des biotites, on a étudié les fractions légères extraites des sables grossiers à l'éluutriomètre. Aux RX, elles montrent, à côté de la biotite, de la kaolinite beaucoup plus abondante en 25.17 qu'en 25.25, et associée à une proportion plus élevée de micas de type séricite. Le passage aux ultrasons de l'échantillon 25.17 ramène les proportions de kaolinite et de mica de type séricite au même niveau qu'en 25.25. D'autre part, sur les diffractogrammes des échantillons orientés (dominés par la biotite), les proportions de kaolinite restent identiques (d'après les raies ool) de 25.25 à 25.17. *La kaolinite est donc liée aux micas de type séricite (altération des amphiboles) et non à la biotite* dont la faible évolution est confirmée par celle du rapport K_2O soluble/MgO. La légère augmentation de celui-ci à partir de 25.18 (base de l'arène rouge) est associée à l'apparition de proportions plus élevées de micas de type séricite à partir des vermiculites dérivées des amphiboles. La biotite ne montre qu'une légère tendance à l'ouverture en 25.25 et 25.22, inexistante en 25.17. Le traitement au Cl_2Mg pendant 24 heures ne provoque qu'une très légère ouverture de 25.17 à 25.25, alors que les biotites extraites de migmatite mésocrate non altérée s'ouvrent à 14.8 Å. Au bout de trois jours de traitement (échantillon 25.22), la moitié seulement des biotites s'ouvre à 14.7 Å avec un caractère d'interstratifiés (disymétrie vers les grands angles), l'autre à 11.2 - 10.8 Å (fig. 38). Comme en KY3, les biotites

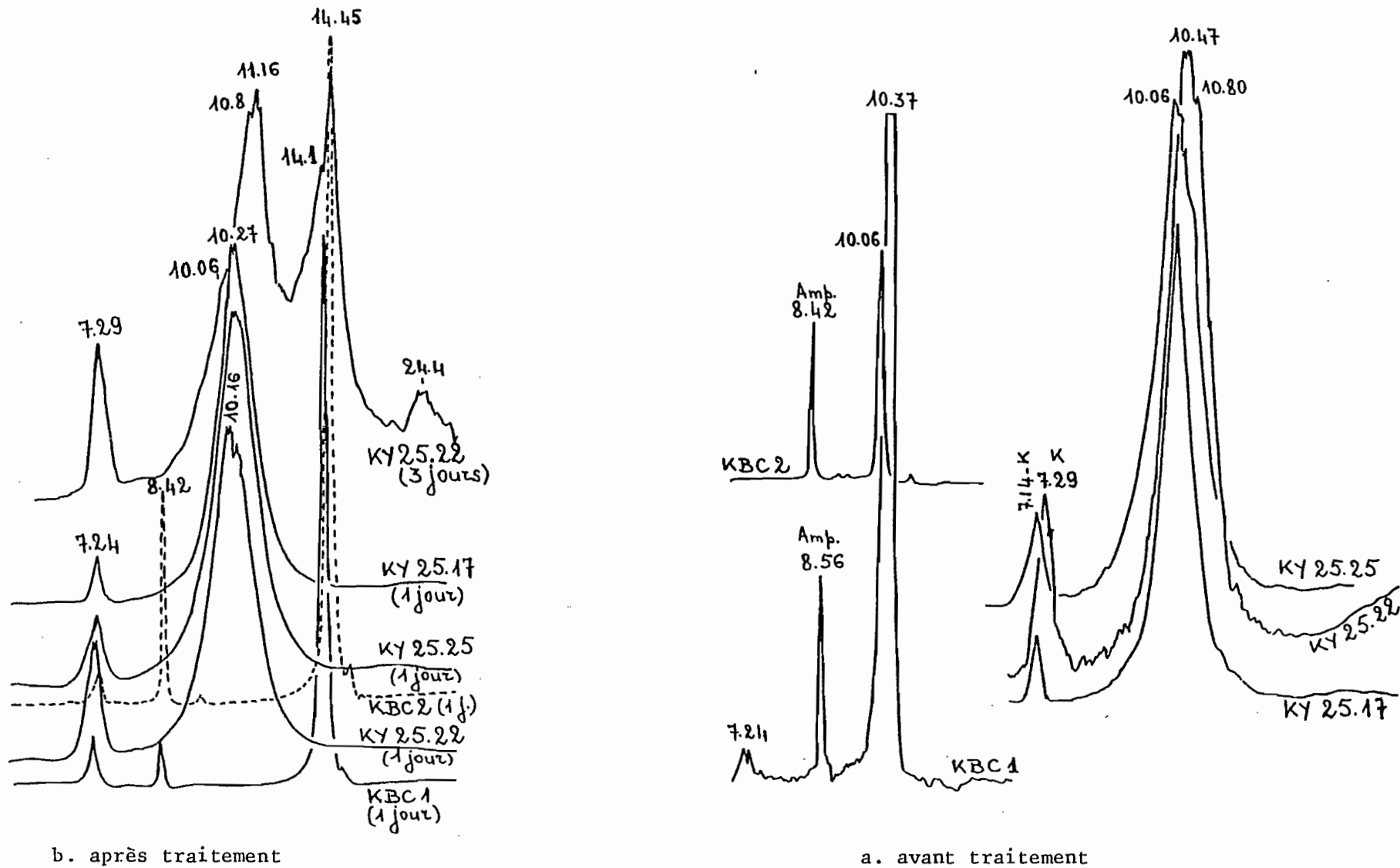


Fig. 38 - Aptitude à l'ouverture de micas du profil KY 25 par traitement au $MgCl_2$. Comparaison avec les micas extraits des roches affleurantes (KBC 1 et KBC 2).

ont perdu l'aptitude à l'ouverture. Cette perte est importante dès 25.25 et augmente à la partie supérieure. Les analyses chimiques des fractions légères des échantillons 25.22 et 25.18 montrent que les proportions de fer oxydé (92 %) et les taux d'hydroxylation (0.4 % par rapport à Al_2O_3) sont les mêmes dans les deux cas. Cela confirme que l'évolution de la biotite est la même dans les deux cas.

L'évolution des proportions et de la nature des minéraux gonflants dans les arènes montrent qu'elles sont dérivées, comme en KY3, des vermiculites résiduelles de l'altération kaolinique. Leur disparition des fractions argileuses de l'arène rouge, correspond à l'apparition de fortes proportions de kaolinite dérivée de feuillets micacés et de micas de type séricite : il y a transformation complète des vermiculites dérivées des amphiboles en micas et en kaolinite selon le schéma de WACKERMANN (1975). Le processus est illustré par les relations micas-kaolinite dans les limons fins. Si, à la partie supérieure de l'arène rouge, les proportions de kaolinite dérivée de feuillets micacés diminuent à nouveau dans les fractions argileuses, c'est que la kaolinite est localisée dans les fractions plus grossières (limons fins, et plus haut, limons grossiers) : comme en KY3, la taille de cette kaolinite est de plus en plus grossière et à mesure qu'on monte dans les arènes.

En conclusion, les arènes du profil KY25 sont, comme dans le profil KY3, celles d'un vieux profil d'altération kaolinique dans lequel les minéraux gonflants prennent le relais de la kaolinite. Par rapport à KY3, les transformations des amphiboles sont cependant beaucoup plus étagées, puisque la vermiculite (ou les minéraux gonflants qui en dérivent) est abondante dans des matériaux à plagioclases complètement altérés. Cela est probablement dû à une progression plus rapide du front d'altération kaolinique (pendage subvertical de la roche) et à une plus grande richesse en amphiboles (rapport TiO_2/Al_2O_3 beaucoup plus élevé). Malgré cette plus grande richesse en amphiboles, les teneurs en minéraux gonflants ne sont pas plus élevées que dans le profil KY3 : une bonne partie des amphiboles a été transformée en micas et en kaolinite.

b. Les profils KY24 et KY26.

(1) Les données analytiques (diffraction de rayons X).

En KY24, les fractions argileuses (de A_1 à l'arène mésocrate immédiatement sous-jacente à l'horizon bigarré, 24.10 : 398-418 cm) montrent une kaolinite quasi exclusive (90 %) avec une faible proportion d'illites (10 %). La kaolinite est assez bien ordonnée dans l'arène, mais sans une augmentation notable des intensités des réflexions (ool) par rapport aux arènes leucocrates du profil KY22. De l'horizon bigarré à A_{21} , elle est moyennement ordonnée. La kaolinite la plus désordonnée s'observe en A_1 .

En KY26, les fractions argileuses de l'arène mésocrate rouge traversée par des passées leucocrates montrent de la kaolinite exclusive jusqu'en 26.19 (910-910 cm), avec seulement des traces d'illites (inexistantes dans les passées leucocrates). La kaolinite est bien ordonnée dans le faciès mésocrate (un peu plus lorsque le grain de la roche est grossier) avec des intensités des réflexions (ool) peu différentes de celles que l'on observe pour les kaolinites des arènes leucocrates du profil KY22. Dans les passées leucocrates, elle est un

peu moins ordonnée avec des intensités des réflexions (ool) plus faibles.

(2) Interprétation.

L'évolution est la même que dans la partie supérieure de l'arène rouge du profil KY25. Comme dans celle-ci, la kaolinite dérivée de feuillets micacés, bien qu'assez bien représentée dans les fractions argileuses, est surtout localisée dans les fractions plus grossières. En KY26, pour un degré d'altération donnée, et notamment pour l'apparition des minéraux gonflants, le front plonge fortement par rapport à KY25 : le phénomène est imputable à une roche mère moins riche en amphiboles (d'où un étagement moins grand dans leurs stades d'altération) ou/et à une progression moins rapide, donc plus efficace du front d'altération kaolinique.

Dans l'horizon bigarré du profil KY24, la diminution de la kaolinite dérivée de feuillets micacés dans la fraction argileuse indique soit sa localisation encore plus accusée dans les fractions grossières, soit sa désagrégation très poussée par la pédoplasation.

D. Caractérisation chimique (par analyse triacide).

a. Les sols sur roche leucocrate (KY22 et KY23).

Le tableau n° 18 donne les variations du résidu d'altération (à l'exception du quartz) et du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide, tandis que la figure n° 39 représente les relations titane-fer.

Interprétation des données analytiques.

(1) Le résidu d'altération.

La lecture du tableau n° 18 montre, pour le profil KY22, qu'il existe des poches dans lesquelles l'altération est aussi rapide qu'à l'amont (KY22.19 à KY22.18) : disparition totale et très rapide des plagioclases au-dessus de la roche massive. Par contre, elle est plus progressive en d'autres endroits. Par rapport aux profils amont, ce phénomène n'est donc pas lié à une diminution de l'intensité des facteurs extrinsèques de l'altération, mais à des différences de porosité des roches mères : la disparition des plagioclases est d'autant plus rapide que la roche mère est perméable. Ce résultat a été également suggéré par les études micromorphologiques. De B₃ à A₁, l'augmentation de la teneur en minéraux primaires altérables ne peut être due à une accumulation relative de minéraux résistants (la teneur en plagioclases augmente également). Elle indique, soit une altération *in situ* moins poussée (que démentent les teneurs en micas : K₂O soluble et rapport K₂O soluble/Na₂O insoluble), soit un apport. Les horizons A₁ à B₁ sont plus pauvres en micas (K₂O soluble), à moins que ceux-ci ne soient évolués en vermiculite ou/et minéraux gonflants (cf. étude de la terre totale). La carapace est la zone de plus forte altération du microcline par rapport aux micas.

En KY23, l'altération, plus progressive (microcline assez bien représenté dans tout le profil) est probablement imputable à la perméabilité plus faible de la roche mère. L'altération maximum se situe sous B₃, dans l'horizon bigarré. Au-dessus de celui-ci, on

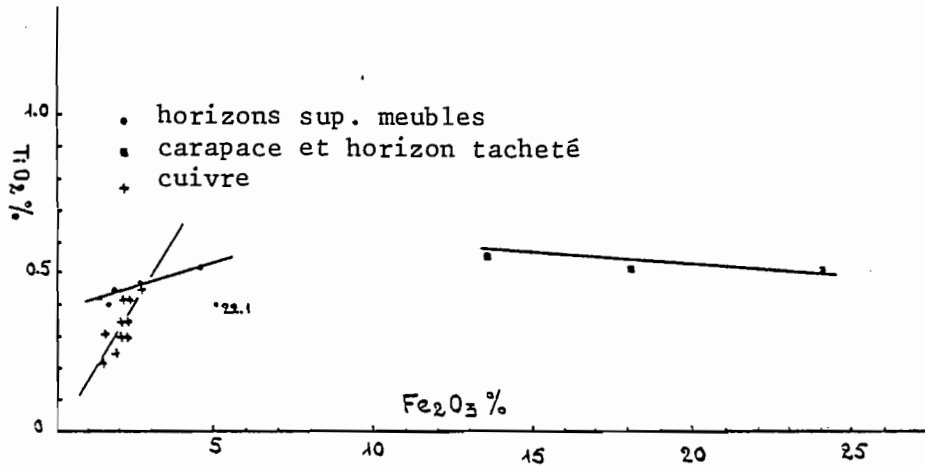
Tableau n° 18. Résidu d'altération et rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide.

Profil KY 22

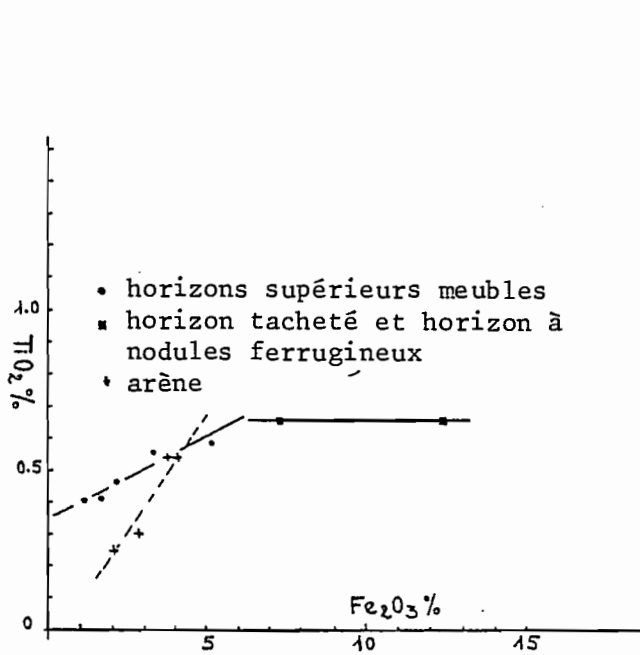
	A1 à B2		B3	carapace			horizon tacheté		arène sablo-argileuse			arène sableuse		roche massive	
	22.1 à 0-10 cm	22.5 à 80-100cm	22.6 120 - 137 cm	22.7 140 - 160 cm	22.8 174 - 190 cm	22.9 210 - 226 cm	22.11 305 - 325 cm	22.12 355 - 375 cm	22.13 413 - 433 cm	22.14 460 - 480 cm	22.15 510 - 530 cm	22.16 à 580 - 600 cm	22.18 à 680 - 700 cm	22.19 715 - 730 cm	22.20 730 - 742 cm
F. insoluble															
Al_2O_3	2.67	à 1.61	1.12	0.92	0.71	0.98	4.64	6.50	9.73	8.76	8.41	5.78	à 5.70	9.66	12.01
K_2O	2.24	1.47	1.01	0.83	0.58	0.82	4.05	4.84	5.04	4.97	5.06	4.39	5.04	5.14	5.09
Na_2O	0.22	0.08	0.07	0.04	0.03	0.07	0.26	0.68	2.42	1.86	1.65	0.72	0.30	2.03	2.96
CaO	0.08	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.17	0.46	0.37	0.38	0.07	0.21	0.48	0.81
MgO	0.01			traces	traces	traces	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F. soluble															
K_2O	0.14	à 0.24	0.24	0.21	0.21	0.36	0.51	0.53	0.48	0.52	0.48	0.64	à 0.52	0.45	0.45
MgO	0.05	0.12	0.13	0.11	0.10	0.14	0.28	0.25	0.26	0.29	0.24	0.28	0.29	0.25	0.21
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ moléculaire	3.20	2.16	2.05	1.98	1.87	2.09	2.19	2.35	2.42	2.53	2.43	2.34	2.26	2.46	3.70

Profil KY 23

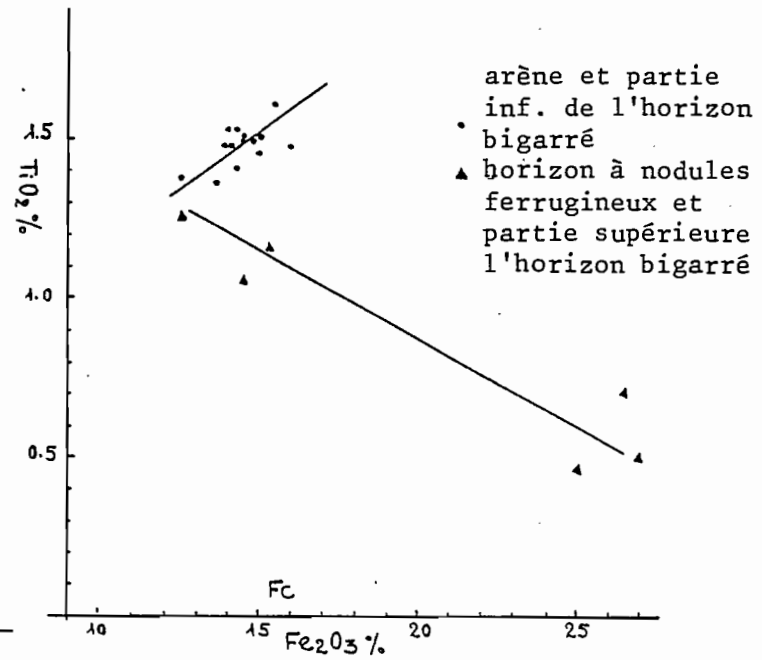
	A1 23.1 0-13 cm	A2 23.2 14-27 cm	B1 23.3 32-45 cm	B2		B3 23.6 100-117 cm	h. bigarré 23.7 154-170 cm	horizon tacheté		arène sablo.arg.		arène sableuse	
				23.4 52-66 cm	23.5 70-90 cm			23.9 à 23.10 250 - 267 cm	313 - 333 cm	23.11 à 23.14 313 - 333 cm	560 - 575 cm	23.15 à 23.18 600 - 620 cm	776 - 780 cm
Fraction insoluble													
Al_2O_3	2.86	2.77	2.08	2.01	1.87	1.40	1.94	3.88 à 4.54		5.73 à 7.01		8.58 à 13.6	
K_2O	1.23	1.24	1.03	1.51	1.37	1.01	1.30	2.57	3.18	3.54	3.84	4.45	5.22
Na_2O	0.91	0.69	0.52	0.23	0.21	0.21	0.20	0.22	0.25	0.27	0.55	1.09	2.24
CaO	0.18	0.23	0.23	0.09	0.03	0.05	0.04	0.05	0.07	0.06	0.09	0.19	0.56
MgO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Fraction soluble													
K_2O	0.13	0.10	0.16	0.16	0.17	0.22	0.25	0.28	0.27	0.23	0.24	0.28	0.24
MgO	0.06	0.07	0.10	0.09	0.09	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.16	0.14
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ moléculaire	2.64	2.79	2.25	2.24	2.11	2.10	2.03	2.08	2.05	2.04	2.15	2.35	3.08



a. profil KY 22



b. profil KY 23



c. profil KY 25

Fig. 39 - Relation titane-fer.

observe, comme en KY22, une augmentation de la teneur en minéraux primaires altérables qui présente les mêmes caractéristiques : *les horizons supérieurs meubles (notamment de A₁ à B₁) sont constitués d'un mélange de matériaux d'origines différentes, c'est-à-dire au moins partiellement allochtones.* Ce résultat rejoint celui des études morphologiques.

(2) Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

On observe, dans les deux profils, une valeur minimum. En KY22, celle-ci se situe dans le niveau induré immédiatement sous-jacent aux carapaces "lavées" où elle indique un début d'allitisation (1.87). En KY23, elle se situe sous B₃, dans l'horizon bigarré. *Elle désigne le sommet de profils indurés anciens au-dessus duquel les matériaux sont des apports plus récents. Cet emboîtement a également été suggéré par les études macromorphologiques.*

(3) Les relations titane-fer. (fig. 39).

Dans les horizons A₂ à B₃ du profil KY22, les teneurs en titane augmentent avec les teneurs en fer : la régression est linéaire. On retrouve une relation semblable dans les horizons sous-jacents aux carapaces (arènes et horizon tacheté) avec une droite de régression à pente plus forte. Dans les carapaces, les teneurs en titane diminuent quand celles du fer augmentent.

Les carapaces apparaissent ainsi comme le résultat de processus d'accumulation absolue de fer, alors que les matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles ont un comportement identique à celui des arènes. Ils ne se comportent pas comme des matériaux éluviaux ou illuviaux dans un contexte pédogénétique tropical lessivé.

b. Les sols sur roche mésocrate (le profil KY25).

Le tableau n° 19 donne les variations du résidu d'altération (à l'exception du quartz) et du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide, et la figure n° 39 représente les relations titane-fer.

(1) Le résidu d'altération.

Sur toute l'épaisseur des arènes (KY25.25 à 25.12), les teneurs en alumine insoluble (exclusivement liée ici au microcline) ne montrent pas d'autres variations que celles résultant des faciès de la roche mère. L'altération du microcline commence brusquement dans l'horizon bigarré, pour augmenter ensuite jusqu'au sommet de l'horizon tacheté à nodules (KY25.6) où l'on observe la teneur minimale en microcline. Comme dans les profils sur roche leucocrate, les teneurs en microcline augmentent ensuite (ici, de B₁ à A₁) : *le sommet du vieux profil correspond au sommet de l'horizon tacheté à nodules.* C'est ce qu'ont montré également les études macromorphologiques (fig. 10 et 31).

Les variations des teneurs en micas (K₂O et MgO solubles) sont comparables à celles des teneurs en microcline, mais ici, la première baisse significative intervient au milieu de l'arène rouge (KY25.14), avec une élévation du rapport K₂O soluble/MgO total. Les teneurs en micas décroissent ensuite progressivement, avant une chute brutale au sommet de l'horizon bigarré (KY25.8), accompagnée d'une augmentation du rapport K₂O soluble/MgO total. Au-delà de 25.8 et jusqu'en A₁, les

Profil n° 19. Résidu d'altération et rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide dans le profil KY 25.

horizons	A1	A2	B1	B2/B3 tacheté nodul.		hor. bigarré	tran- sition	arène rouge				arène jaune					
				25.6	25.7			25.13 à 25.14	25.15 à 25.16	25.18 à 25.19	25.20 à 25.22*	25.23* à 25.25					
échantillons profondeur de prélève- ment en cm	25.1 0 - 5 cm	25.2 5 - 17	25.3 17 - 30	25.6 40- 60	25.7 80- 100	25.8 à 25.11 130- 325- 150 345	25.12 380- 400	25.13 à 25.14 430- 540- 450 560	25.15 à 25.16 580- 650- 600 670	25.18 à 25.19 760- 820- 780 840	25.20 à 25.22* 860- 940- 880 960	25.23* à 25.25 940- 1060 960					
F. insoluble %																	
Al_2O_3	1.78	0.71	0.76	0.39	0.57	0.46 à 0.76	1.63	2.16 2.07	1.77 1.45	2.19 1.85	2.46 2.47	1.51 1.35					
K_2O	1.25	0.45	0.49	0.25	0.35	0.27 0.47	1.15	1.86 1.70	1.29 1.24	1.80 1.41	2.07 2.12	1.15 1.08					
Na_2O	0.14	0.07	0.08	0.07	0.03	0.03 0.04	0.11	0.13 0.14	0.14 0.10	0.16 0.13	0.18 0.16	0.13 0.09					
CaO	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02 0.01	0.02	0.03 0.04		0.04	0.02	0.05 0.04					
MgO	0.01	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces					
F. soluble %																	
K_2O	0.16	0.18	0.21	0.27	0.29	0.31 à 0.65	0.72	1.05 1.38	1.49 1.71	1.76 1.76	1.60 1.60	1.71 1.76					
MgO	0.08	0.08	0.10	0.12	0.15	0.17 0.72	0.86	1.32 1.65	2.48 2.18	2.51 2.61	2.51 2.81	2.57 2.61					
K_2O sol/MgO total	2.00	2.25	2.10	2.25	1.93	1.82 0.90	0.84	0.80 0.84	0.60 0.78	0.70 0.67	0.64 0.57	0.67 0.67					
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	2.12	2.03	2.02	2.03	2.07	2.12 2.26	2.29	2.34 2.47	2.52 2.47	2.52 2.59	2.71 3.09	2.78 2.99					

* prélèvements à la même profondeur mais sur des faces différentes de la fosse.

teneurs en micas continuent à décroître régulièrement, avec des valeurs élevées du rapport K_2O soluble/MgO total. Il s'agit essentiellement de biotite. A partir du milieu de l'arène rouge (25.14), celle-ci évolue par un lessivage nettement plus accusé de MgO par rapport à K_2O , et d'autant plus qu'on s'élève dans le profil. C'est une intensification de la transformation en mica dioctaédrique.

L'altération de la biotite précède celle du microcline, mais ces deux minéraux retrouvent la même intensité d'altération au sommet de l'horizon bigarré (25.8). Ce comportement de la biotite par rapport au microcline a été également observé sur les profils amont (KY1, KY3). A partir de KY25.6, alors que les teneurs en microcline augmentent, celles des micas continuent à décroître jusque dans l'horizon A_1 . Cette évolution suggère une différence dans l'origine des matériaux sus-jacents à l'horizon tacheté à nodules. Ce dernier correspond au sommet du vieux profil, comme l'ont montré les variations des teneurs en microcline et les études macromorphologiques.

(2) Le rapport SiO_2/Al_2O_3 .

Les variations sont liées à la nature des minéraux argileux et aux teneurs en micas (solubles au triacide). La monosiallisation n'est totale (ou presque) qu'à partir du sommet de l'horizon bigarré.

(2) Les relations titane-fer.

Elles divisent le profil en deux parties :

- arènes et partie inférieure de l'horizon bigarré qui forment une famille de matériaux caractérisés par une accumulation relative de titane et de fer.
- partie supérieure de l'horizon bigarré et tous les horizons à nodules ferrugineux (c'est-à-dire jusqu'en A_2), caractérisés par une accumulation absolue de fer. Ces horizons sont les équivalents de cuirasses et carapaces des sols sur roches leucocrates, comme le montrent également les études macromorphologiques (cf. fig. 10 et 31).

E. Les enseignements de l'étude de la zone V.

a. L'ensemble d'horizons à lithostructure conservée représente, comme dans les zones amont, la partie inférieure d'un vieux profil ferrallitique. L'étagement des stades d'altération kaolinique y est toujours fonction de la texture et de la structure de la roche mère.

Sur les granites leucocrates, on observe une pénétration irrégulière du front d'altération, une transformation complète des amphiboles (très peu représentées dans ces roches, lorsqu'il y en a) en kaolinite, immédiatement au-dessus de la roche massive. La disparition des plagioclases peut être rapide ou étagée. Par contre, l'altération du microcline est faible à nulle.

Sur les faciès mésocrates, il y a un enfoncement prononcé du front d'altération kaolinique avec transformation complète des amphiboles en kaolinite sur une grande épaisseur. Cependant, lorsque le pendage est subvertical, on observe un étagement plus grand des stades de kaolinisation des amphiboles, avec la formation d'une épaisse zone d'accumulation des phyllites à trois couches intermédiaires (notamment de la vermiculite), du microcline et de la biotite oxydée. Les

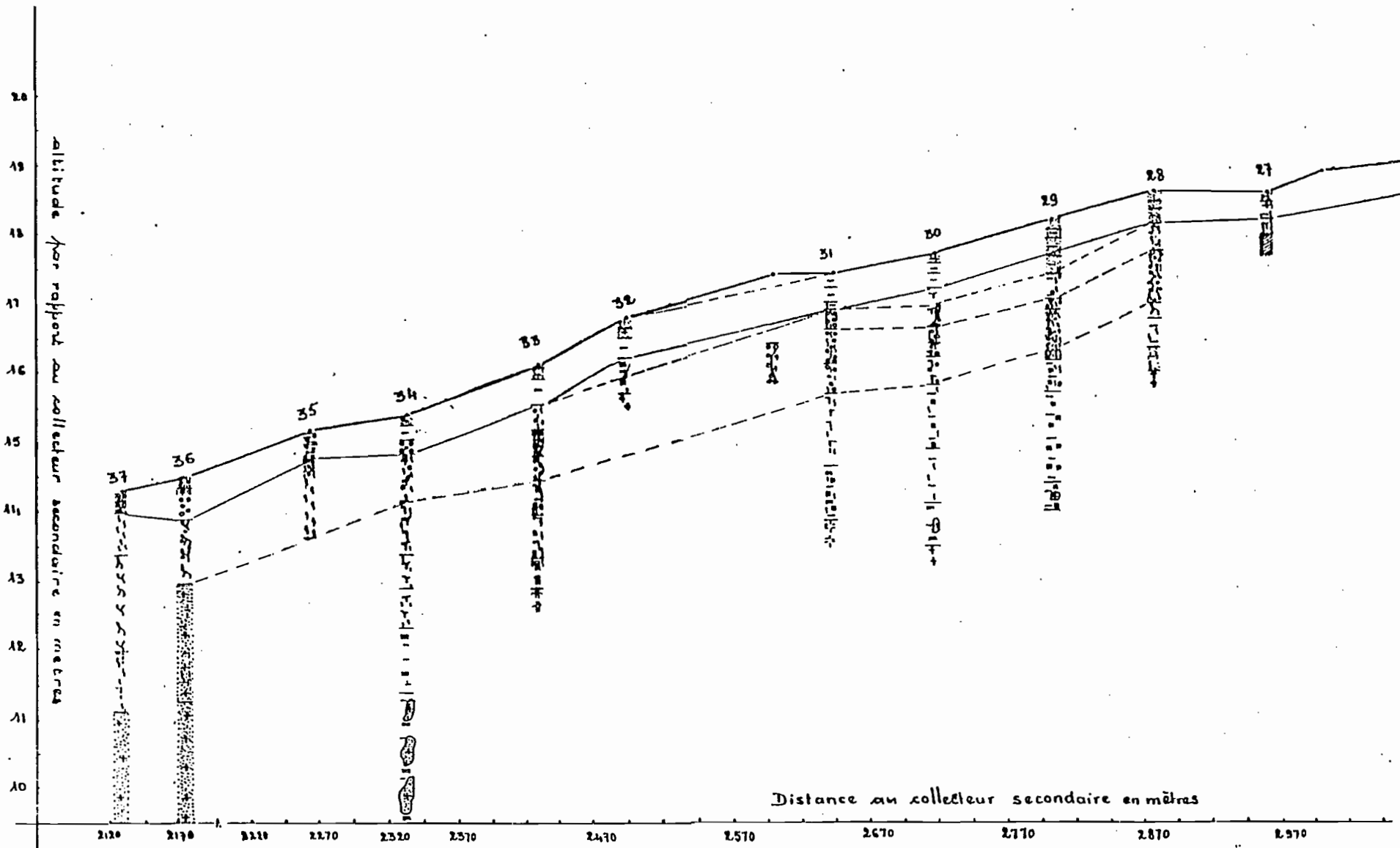


Fig. 40 - Toposéquence de Yerma (Zone VI), KY 27 à KY 37.
légende : voir fig. 11.

vermiculites résiduelles sont maintenant transformées en interstratifiés gonflants et en smectites.

b. L'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés est associé aux cycles de genèse des formations indurées à faciès conglomératique. Les horizons à nodules de sa partie supérieure sont les équivalents de ces formations.

c. L'ensemble d'horizons indurés est constitué de carapaces formées par une accumulation absolue de fer, dont l'intensité est plus forte sur les faciès leucocrates. A la suite du dernier abaissement du niveau de base, les nappes hydrostatiques qui ont engendré ces carapaces sont transformées en nappes en charge, provoquant d'intenses processus de lavage.

Dans les zones IV et V, la physiographie des fronts des différents horizons indurés indique un emboîtement de trois épisodes successifs de cuirassement, commandés par des niveaux de base différents.

d. L'ensemble d'horizons supérieurs meubles est souvent relativement épais. Il correspond alors au colmatage du creux d'une paléotopographie. Les caractéristiques analytiques des matériaux suggèrent par ailleurs une origine détritique. L'évolution actuelle est faible et limitée à des actions d'hydromorphie.

VI. Les formations pédologiques de la zone VI.

Cette zone s'étire, à partir de KY27 (fig. 40), sur 830 m, avec une pente générale très faible (0.52 %), d'allure légèrement convexo-concave. Cette morphologie coïncide, comme pour la zone IV, avec la présence de nombreux affleurements de granite leucocrate sur la plus grande partie de la pente (de KY27 à KY34).

Douze fosses pédologiques (KY27 à KY37) ont été creusées dans cette zone.

A. L'organisation macromorphologique des profils (fig. 40).

a. Description.

Par rapport aux sols de la zone V, les modifications dans l'organisation des profils portent sur :

(1) l'ensemble d'horizons A ($A_1 - A_2$, ou A_1 , plus rarement $A_1 - A_{21} - A_{22}$) dont la texture est parfois sablo-argileuse dès A_1 , et qui, à l'extrémité aval (KY35, 36 et 37), est individualisé dans la partie supérieure de l'horizon bigarré, évoluée en matériau à très nombreux nodules ferrugineux.

(2) la présence d'un horizon de transition AB dont la couleur et la structure sont celles des A_2 , et la texture argilo-sableuse. Il remplace A_2 dans de nombreux profils (KY27, 30, 34, 35) et même parfois l'ensemble d'horizons A (KY31).

(3) l'horizon B_1 dont la texture est parfois argileuse et plus rarement sablo-argileuse à sa partie supérieure. Il n'existe pas dans tous les profils.

(4) l'horizon B₂ qui peut contenir quelques nodules noirs et dont la partie inférieure peut être caractérisée (profil KY30) par un pseudogley à faciès structuré sans tache (gris blanchâtre, argileux, à structure polyédrique moyenne et petite ou prismatique petite, assez bien développée).

(5 a) l'horizon B₃, qui est tantôt très riche en nodules ferrugineux de formes irrégulières, tantôt sans nodules, et dont les taches rouges sont parfois durcies en nodules cassables à la main. Il est toujours le siège de processus de lavage intense avec les mêmes caractéristiques que dans la zone V. Dans sa partie inférieure, les très nombreuses taches rouges (parfois noires au centre) en assemblage anastomosé sont durcies en un squelette à induration faible à très faible, et l'intensité des processus de lavage augmente avec l'induration, c'est-à-dire avec l'intensité du cuirassement. Les nodules ferrugineux ne sont pas cassables à la main ; ils ont une coupe rouge foncé, tandis que leur surface est maculée par les taches rouges et noires. Les planchers des tubulures montrent parfois, en plus des sables lavés, de petites cuvettes de décantation argileuse ou parfois un film argileux.

Cette partie inférieure indurée remplace les carapaces de la zone V. B₃ n'existe pas dans tous les profils.

(5 b) l'horizon bigarré, dont la partie supérieure évoluée en horizon à nodules ferrugineux très nombreux comme dans la zone V, constitue ici les horizons AB qui remplacent les A₂ dans les profils KY35, 36 et 37.

Lorsque la roche mère est moins riche en ferromagnésiens, il est remplacé par un horizon tacheté (moins riche en taches, à nodules ferrugineux très nombreux dans sa partie supérieure de moins en moins nombreux à la partie inférieure), sous-jacent à B₂ ou B₁.

(6 a) l'horizon tacheté, beaucoup moins riche en taches que dans la zone V (gris clair à taches rouges diffuses, peu nombreuses, à taches gris blanchâtre, et parfois à taches jaunes, 10 YR 7/8) et qui est :

- soit argileux finement graveleux (roche mère à texture pegmatitique), à structure prismatique peu développée avec une cohésion d'ensemble très forte (aspect de terre sodique), ou prismatique à tendance colonnaire (terre sodique), lorsque les phénomènes de lavage sont très prononcés dans le B₃ sus-jacent (KY29), ou encore polyédrique moyenne et grossière à tendance prismatique, assez bien développée mais en assemblage compact, avec une cohésion d'ensemble très forte (comportement de terre sodique) ;

- soit argileux à structure prismatique moyenne à petite en assemblage compact ;

(7, sous 6 a) ou (6 b, sous 5 b) l'arène leucocrate, sablo-argileuse, ou/et mésocrate jaune pâle et verdâtre, limono-argileuse à limono-argileuse finement graveleuse, riche en paillettes de biotite noires ou mordorées.

La limite entre l'horizon bigarré et l'arène leucocrate (sablo-argileuse, puis sableuse, avec des passées mésocrates jaune olive, limono-argileuses) est brusque et lithologique. Elle peut varier de près de 1 m 50 dans le même puits. Parfois l'horizon bigarré passe

d'abord à un horizon à aspect moins bigarré (taches plus jaunes, 5 YR 7/8 à 10 YR 7/8), à structure polyédrique en assemblage compact (KY 37 et 34). Parfois l'arène leucocrate est remplacée par un horizon argilo-limoneux à très nombreuses et grandes taches rouille, passant à une arène mésocrate limono-argileuse à plages leucocrates, puis (590-972cm) limoneuse à nombreuses taches rouille (KY34). Dans le profil KY37, l'alternance d'arène leucocrate à mésocrate se poursuit jusqu'à 1210 cm sans que l'on atteigne la roche massive.

(8) la roche (que l'on n'a pas atteint dans les profils à horizon 5 b) que l'on atteint entre 260 et 500 cm et qui est un granite leucocrate à biotite rare, massif (débit en écailles) ou friable, ou leucocrate plus riche en ferro-magnésiens, à tendance pegmatitique, altérée.

b. Analyse et interprétation.

(1) L'ensemble d'horizons A et AB.

Les textures les plus légères correspondent aux convexités de la pente, et les plus lourdes soit aux concavités, soit à des matériaux à nodules ferrugineux. Ces relations entre la différenciation texturale et la topographie ont déjà été signalées dans la zone V : l'appauvrissement superficiel est un phénomène lié à la dynamique des glacis.

(2) La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses, les processus d'hydromorphie.

- Les horizons B₂.

Si on y inclut ceux qui sont caractérisés par un pseudogley à faciès structuré, le front supérieur des horizons B₂ est concordant avec la surface topographique actuelle, de KY27 à KY34 (si l'on fait abstraction de KY29) : ils se sont donc individualisés sous cette surface. Leur absence dans le profil KY29 (où B₃ est le mieux typé) doit être interprété comme la conséquence d'un remaniement postérieur, qui expliquerait la texture plus légère que dans les autres profils. Par contre, de KY34 à KY37, les taches ferrugineuses n'apparaissent, le plus souvent que dans l'horizon bigarré où elles sont d'origine ancienne et individualisées sous une paléo-topographie différente de l'actuelle.

Si l'on n'inclut dans les B₂ que les horizons à taches ferrugineuses, leur front supérieur se confond avec celui des horizons à nodules ferrugineux, et est concordant avec leur front inférieur : comme dans la zone III, la ségrégation ferrugineuse sous forme de taches est associée aux nodules, mais il n'y a pas de relation entre les intensités des deux processus. Entre KY28 et KY31, le front supérieur des niveaux à nodules ferrugineux dessine une concavité par rapport à la surface topographique. Il représente la topographie discordante sous laquelle se sont formés les nodules. Ces derniers sont des traits pédologiques hérités.

De KY34 à KY37 le front supérieur des nodules est affleurant ou presque et discordant par rapport à celui des taches.

- Les horizons B₃.

Comme dans la zone V, la présence de B₃ est associée à celle des traces de lavage, alors qu'elle ne suit pas celle des niveaux à nodules ferrugineux. L'intensité de la ségrégation ferrugineuse sous forme de taches et le degré d'induration de ces dernières augmentent avec l'intensité des processus de lavage. Les horizons B₃ relèvent donc d'une phase pédogénétique postérieure à celle qui a engendré les nodules. Ce résultat est confirmé par les descriptions macromorphologiques : les nodules, à coupe rouge foncé, ont leur surface maculée de taches rouges et noires résultant d'une mobilisation plus récente du fer et du manganèse.

Comme sur le tronçon de prente précédent, les marques de lavage sont essentiellement limitées à la zone amont de la concavité que dessine le front supérieur des niveaux à nodules ferrugineux. Ils atteignent leur intensité maximum à la première rupture de pente dans cette concavité, où l'écoulement est également maximum, mais où le niveau supérieur des processus d'hydromorphie actuelle (horizon B₂) est le plus bas et de manière très nette : en somme, il y a une relation négative entre les intensités des processus d'individualisation des horizons B₃ et des horizons B₂ sus-jacents. C'est également à cette rupture de pente que se situe l'intensité maximum de cuirassement : il s'agit d'une paléotopographie oblitérée par le façonnement de la surface topographique actuelle.

- Les horizons argileux finement graveleux ou argileux tachetés.

Ils se développent sur les faciès leucocrates à grain grossier à biotite et amphibole, à dominance feldspathique. Ils ont un comportement de terre sodique (par leur structure et leur cohésion), avec en KY29, la morphologie d'horizon B de solonetz, liée à une possibilité de gonflement du matériau, c'est-à-dire à une intensification de l'engorgement. Ils correspondent à une rupture dans les processus d'altération, dans la mesure où le sodium est mal éliminé du complexe d'altération, même si celui-ci est essentiellement kaolinique.

Sur les faciès mésocrates de la roche (surmicacés à grain fin), ils sont remplacés par l'horizon bigarré, fortement développé s'il n'est pas arrêté par l'apparition d'un faciès leucocrate ; les minéraux gonflants n'apparaissent que vers 1100 cm (arène jaune olive). Il y a donc, sur les faciès mésocrates un enfoncement prononcé du front d'altération kaolinique.

B. L'étude minéralogique.

a. Le profil KY29.

Dans les fractions argileuses, la kaolinite est presque exclusive tout le long du profil, avec des traces de micas (qui disparaissent en B₂), un peu de quartz en A₁ et des traces jusque dans l'horizon argileux finement graveleux à comportement de terre sodique, des traces de microcline en B₁ uniquement. Son degré d'organisation est assez bon en A₁ (avec un bon développement des réflexions (001) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), diminue de A₁ à B₁ (base des horizons supérieurs meubles sans phase indurée) où il est le plus faible (avec la plus forte diminution des intensités relatives des réflexions (001),

augmente à nouveau pour atteindre en B₃ la même valeur qu'en A₁, et, dans la partie supérieure de l'horizon "sodique", la valeur la plus élevée (kaolinite bien ordonnée à fortes intensités des réflexions (ool), associée à la présence d'un peu d'amphiboles). Les traces d'amphiboles disparaissent à la partie inférieure de l'horizon sodique, en même temps que le degré d'organisation de la kaolinite et l'intensité relative de ses réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) diminuent.

L'analyse par diffraction des rayons X de la partie inférieure de l'horizon argileux finement graveleux à comportement de terre sodique (par la structure et la cohésion), montre, à côté de la kaolinite, un peu de micas, d'interstratifiés 10-12 V (à 10.58 Å), des interstratifiés 14 M - 14 V ou/et 10 (bande de diffraction 22.78 - 18 Å). Les plagioclases sont absents, mais le microcline est très abondant.

b. Variations par rapport à KY29.

Lorsque les traces de lavage sont absentes, le quartz n'est présent dans les fractions argileuses que jusqu'au B₂ tacheté à nodules qui remplace B₃ (profil KY30). Les minéraux gonflants sont plus abondants dans les fractions argileuses de la roche friable, notamment dans le faciès leucocrate à grain grossier à biotite et amphiboles (profil KY 33). Il s'agit d'interstratifiés (14 M - 14 V - 10), qui accompagnent une kaolinite à réflexions (ool) très développées. Dans la roche massive on détermine un peu de montmorillonite ou vermiculite, d'interstratifiés et de légères traces de kaolinite. La biotite est moyennement représentée et ne montre pas d'évolution. L'amphibole est en petite quantité, le plagioclase très abondant et dominant sur le microcline. Lorsque le grain est moins grossier (KY30) l'amphibole est plus rare, les proportions de minéraux gonflants beaucoup plus faibles, en même temps que diminuent le degré d'organisation de la kaolinite et l'intensité de ses réflexions (ool).

c. Interprétation.

L'altération est encore typiquement kaolinique comme dans les zones amont, et jusque dans l'horizon à comportement sodique (confirmé par une élévation sensible du rapport Na⁺ échangeable/somme des cations échangeables et par les valeurs très faibles du coefficient de percolation au test HENIN : 0.2 à 0.3 cm/heure) et même dans la roche friable.

Comme dans les zones amont, les minéraux gonflants sont exclusivement liés aux amphiboles, selon les mêmes processus d'altération. Ils sont dérivés des vermiculites résiduelles de l'altération kaolinique. La remontée du front de leur apparition par rapport aux faciès mésocrates de la même zone ou des zones amont est due à la remontée du front d'altération constatée sur les faciès leucocrates à texture massive. Dans ces derniers, elles sont associées aux faciès à amphiboles. *C'est moins la basicité des roches, que le comportement de l'ancien front d'altération kaolinique qui règle l'apparition des phyllites à trois couches. Celui-ci dépend de la texture et de la structure de la roche mère, qui déterminent la qualité du drainage.*

De A₁ à B₂, les variations du degré de désordre de la kaolinite indiquent que *les matériaux constitutifs des différents horizons supérieurs meubles ont des origines différentes et sont en conséquence*

au moins partiellement allochtones.

Comme dans la zone V, le quartz est présent dans les fractions argileuses de A₁ à B₃. Plus bas, il est lié à des apports par les processus de lavage.

C. Les enseignements de l'étude de la zone VI.

L'évolution est la même que dans la zone V. Mais les roches leucocrates à texture massive ont ici des faciès à grains grossiers où l'amphibole est mieux représentée. On observe l'apparition de minéraux gonflants sur les produits résiduels de l'altération kaolinique de roches leucocrates, avec une remontée du front de roche massive. Par contre, on constate toujours un enfoncement prononcé du front d'altération kaolinique sur les roches mésocrates, avec une transformation complète des amphiboles en kaolinite sur une grande épaisseur, comme dans la zone V: Cela montre qu'outre la composition minéralogique de la roche, c'est le comportement du front de l'ancienne altération kaolinique qui règle l'apparition des phyllites à trois couches. Celui-ci dépend de la texture et de la structure de la roche mère, qui déterminent la qualité du drainage. Cependant, les minéraux gonflants restent toujours exclusivement associés aux amphiboles.

Chapitre III

LE VERSANT AVAL EN DIRECTION DU COLLECTEUR SECONDAIRE : LA TOPOSÉQUENCE DE BISSIGHIN

Présentation.

Cette partie aval du versant a été étudiée à travers une toposéquence principale ou toposéquence n° 1 et trois toposéquences secondaires (n° 2, n° 3 et n° 4) permettant de vérifier les variations latérales de la toposéquence principale (voir leur localisation sur la fig. 9).

La toposéquence principale fait suite à celle de Yerma, mais avec une direction WN-ES. Son sommet correspond ainsi au profil KY37 qui termine cette dernière. Elle part du flanc d'une croupe constituant un interfluve secondaire à l'intérieur du bassin versant, pour aboutir au collecteur secondaire de Bissighin.

La toposéquence est sur migmatite hétérogène à injections de pegmatite.

L'étude portera sur les sols de la toposéquence principale qui peut être divisée en deux parties :

- une partie supérieure (KY37 à BK59, fig.41) en continuité morphologique avec la toposéquence de Yerma (dont elle prolonge la concavité de l'extrémité inférieure) et qui n'est pas drainée directement par le collecteur secondaire de Bissighin. Cette partie correspond à la concavité supérieure de la pente ;

- une partie inférieure (BK59 - BK7 à BK32, fig.43) drainée directement par le collecteur secondaire de Bissighin.

1. Les formations pédologiques de la concavité supérieure de la pente.

Cette portion supérieure du versant aval dessine, sur 420 m (de KY37 à BK59, fig.41), une concavité verrouillée en aval par le seuil que constitue la convexité de la pente en BK59. Il s'agit d'un seuil rocheux (affleurements de migmatite leucocrate à injection de pegmatite). De KY37 à KY42, la pente est très faible (0.46 %) comme dans la zone VI de la toposéquence de Yerma, à laquelle elle fait suite.

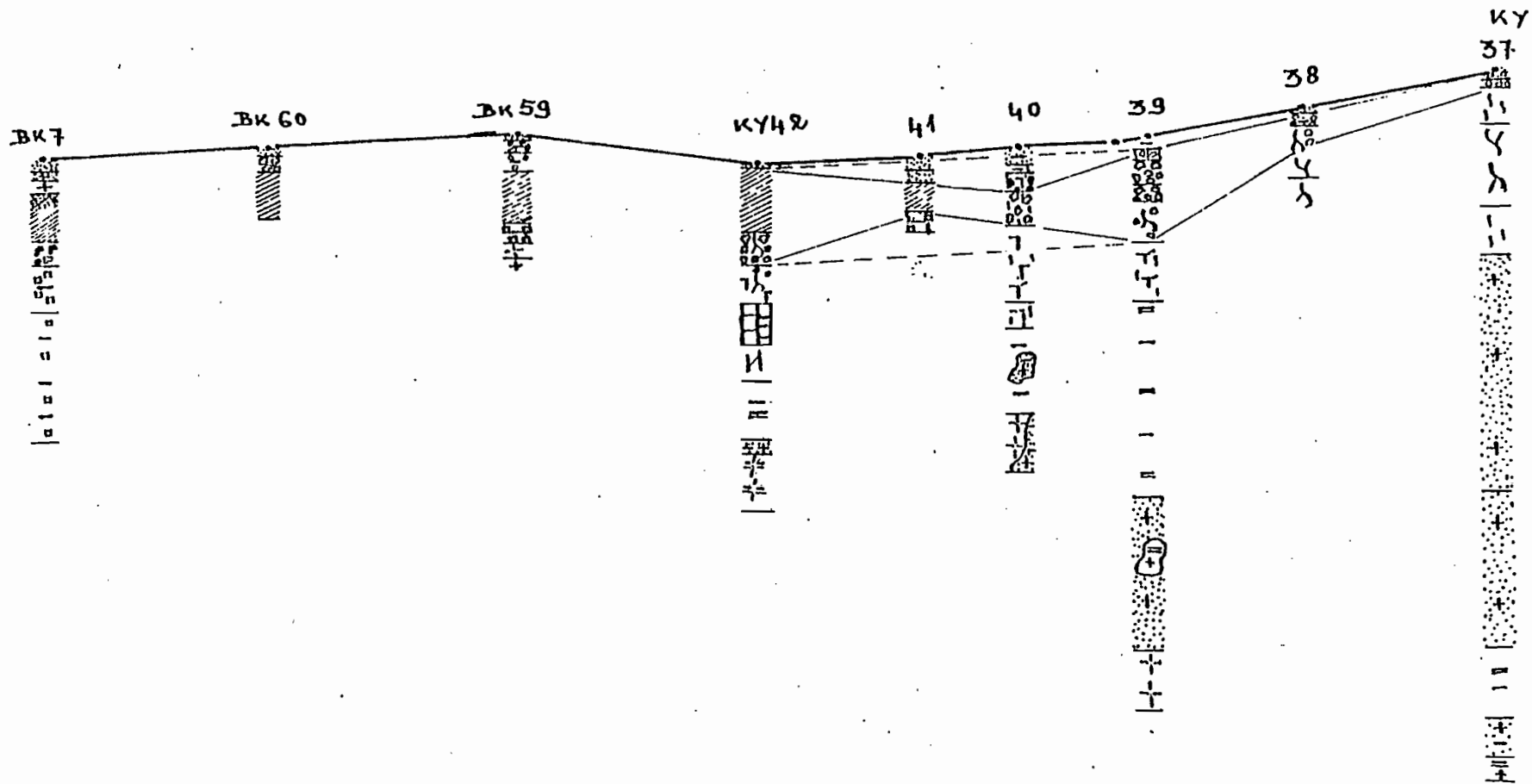


Fig. 41 - Toposéquence de Bissighin : concavité supérieure de la pente,
 KY 37 à BK 7.
 légende : voir fig. 11.

A. *L'organisation macromorphologique des profils (KY37 à KY42).*

1. Portion de pente KY37 à KY40.

A la partie supérieure (KY37 et 38), la différenciation est celle du profil KY37 : un ensemble d'horizons A (A₁ - A₂ ou A₁ - AB) peu épais (32 cm), à très nombreux nodules ferrugineux de formes irrégulières, non cassables à la main, sur un horizon bigarré épais (320 cm).

Le profil KY39 se distingue des précédents par :

- l'ensemble d'horizons A, limité à un AB (20 cm d'épaisseur) argilo-sableux sans nodule ;

- l'apparition d'un horizon B₂/B₃ épais (90 cm), essentiellement constitué de nodules ferrugineux de formes irrégulières, non cassables aux doigts, à coupe rouge parfois à tache noire, et présentant de nombreuses ou assez nombreuses taches rouges, parfois noires au centre, au contact entre les nodules (sauf lorsque le lavage est très prononcé : niveau très peu cohérent) ; le lavage se traduit par une élimination de la terre fine, d'où une cohésion d'ensemble faible à très faible, mais il a été suivi d'une décantation argileuse à la surface des nodules, qui explique la texture argilo-sableuse de la terre fine. Le lavage est moins prononcé à la partie supérieure (où les taches sont nombreuses), très prononcé à la partie inférieure (où les taches disparaissent) ; la partie moyenne est intermédiaire entre ces deux pôles ;

- la poursuite de la nodulation ferrugineuse (nodules cassables à la main) dans la partie supérieure (sur 70 cm) de l'horizon bigarré, dont les taches rouges sont maculées superficiellement de noir.

Le profil KY40 se distingue de KY39 par :

- l'épaississement (75 à 113 cm d'épaisseur) de l'ensemble d'horizons sus-jacents au B₃/B₂ à nodules ferrugineux (avec lequel la limite, soulignée par un lit gravillonnaire, est très ondulée : 38 cm d'amplitude), et sa différenciation en A₁ (sablo-argileux) - AB (sablo-argileux à argilo-sableux) - B₁ (argileux) - B₂ (argileux) ;

- un mauvais drainage se manifestant dès AB (taches ocre très pâle diffuses), avec un B₂ paraissant très hydromorphe : gris blanc à taches ocre diffuses, structure prismatique moyenne (agrégats très allongés) bien développée, nodules noirs tantôt assez nombreux, tantôt rares.

- le remplacement de l'horizon bigarré (comme dans les sols sur roche leucocrate à grain grossier de la zone VI de la toposéquence de Yerma) par un horizon argilo-sableux à taches jaunes, à comportement de terre sodique.

2. Portion de pente KY41 à KY42.

a. Description du profil KY42.

0-6 (à 30 cm) : A₁, sableux, d'épaisseur variable,

30-120 cm : carapace ferrugineuse, tantôt cohérente et feuilletée, tantôt peu cohérente et constituée alors de très gros nodules très bien individualisés ; très bonne porosité grossière : plafonds des vides lavés et propres, planchers à revêtements de sables fins lavés, avec des microcuvettes de décantation argileuse, et parfois un début de

revêtements argileux sur les dépôts sableux, le ciment ferrugineux est rouge à taches noires.

120-175 cm : horizon à très nombreux nodules ferrugineux, affecté également par les processus de "lavage" avec présence de poches boulanges.

175-237 cm : gris blanchâtre à taches jaunes rouille diffuses ; à nombreux nodules ferrugineux dans sa partie supérieure ; argileux, structure prismatique (à cubique) petite assez bien développée.

237-310 cm : niveau de pegmatite : gros cristaux de feldspaths jaunis ou grosses pierres de quartz.

310-360 cm : olive pâle (5 Y 7/3), à nombreuses taches jaunes diffuses, assez nombreuses taches noires ; argileux ; structure prismatique (à polyédrique) moyenne en assemblage compact.

360-450 cm : jaune verdâtre à lamelles noires de biotite ; argilo-limoneux.

450-572 cm : arène jaune pâle verdâtre, riche en paillettes noires de biotite ; à toucher sableux légèrement argileux (altération de migmatite leucocrate assez riche en ferro-magnésiens) avec des passées mélanocrates surmicacées moins altérées, massives et plus dures, des filons de pegmatites.

Le profil KY41 se distingue de KY42 par une épaisseur plus grande des matériaux meubles au-dessus de la carapace (44 cm) avec une différenciation en trois horizons (A₁ - A₂₁ - A₂₂) qui ne se distingue de celle des sols de la zone IV de la toposéquence de Yerma que par l'absence de nodules ferrugineux. Le mauvais drainage se manifeste discrètement en A₂₂ (brun pâle à nuances ségrégatives rouille très diffuses). La carapace est surtout de type nodulaire : empilement de nodules ferrugineux de formes irrégulières, très bien individualisés, rouges à taches noires. Elle est plus cohérente par endroits. Elle présente d'assez nombreuses plages boulanges. Les plafonds des vides sont propres, les planchers tapissés d'un revêtement sablo-argileux à sables très fins.

Sous la carapace, on observe, comme dans la zone VI du versant de Yerma, un horizon argileux finement graveleux à comportement sodique.

3. Analyse et interprétation.

On peut reconnaître ici trois formes topographiques :

- un versant amont (KY37 à KY39 non inclus), où les sols ne montrent pas de processus d'hydromorphie actuelle (leur différenciation est la même qu'à l'extrémité aval de la zone VI de la toposéquence de Yerma) ;

- une zone moyenne qui correspond à la rupture de pente (KY39 - KY40), et qui présente la plus forte hydromorphie actuelle ;

- un versant aval (KY41 - KY42) à hydromorphie actuelle plus discrète.

A ces variations de formes sont associées les différenciations macromorphologiques suivantes :

a. Les horizons supérieurs meubles au-dessus des horizons indurés.

Ils sont plus épais dans le fond de la concavité (KY39 - KY40). Les textures sont plus légères sur le versant aval au-dessus des carapaces lavées, et plus lourdes sur le reste du versant (KY37 - KY40) : il y a donc, du point de vue de l'écoulement de l'eau, un versant dynamique

(transit de l'eau) avec marques de lavage dans les carapaces et appauvrissement en argile dans les horizons sus-jacents, et un versant statique où l'hydromorphie est intense et non associée à des processus de lavage. Sur ce dernier, les variations d'épaisseur des matériaux supérieurs meubles sans nodules le long de la pente, l'amplitude de ces variations en KY40, suggèrent des matériaux remaniés. L'hydromorphie se traduit par des taches ferrugineuses, une structuration des matériaux argileux, une ségrégation et une accumulation manganésifères (particulièrement concentrées à la partie inférieure des horizons supérieurs meubles sans nodules ferrugineux) dont la position au-dessus des horizons à nodules ferrugineux et de l'horizon bigarré montre qu'elles relèvent d'une phase pédogénétique plus récente.

Sur le tronçon de versant dynamique (KY41 - 42), les manifestations de l'hydromorphie sont beaucoup plus discrètes (KY41) ou inexistantes (KY42) dans les horizons meubles au-dessus des carapaces. Dans ces dernières, elles se traduisent par d'intenses processus de "lavage" qui correspondent, en saison des pluies, à une forte circulation d'eau que j'ai pu observer en Août 1974. *Comme sur la toposéquence de Yerma, ce lavage est corrélatif d'une cimentation (bien qu'incomplète) de niveaux à nodules ferrugineux en carapace.* Ces processus d'hydromorphie relèvent donc d'une phase plus ancienne que celle qui affecte actuellement la zone de rupture de pente (KY39 - 40), où l'accumulation argileuse n'est pas accompagnée d'une accumulation ferrugineuse suffisante pour cimenter les niveaux à nodules ferrugineux.

b. Les niveaux à nodules ferrugineux et les carapaces.

Les niveaux à nodules ferrugineux se forment aux dépens de l'horizon bigarré et l'irrégularité de leurs limites inférieures est lithologique (apparition d'horizons d'altération de faciès leucocrates). Indépendamment de ces variations il y a, de KY37 à KY39, un abaissement prononcé du front inférieur des horizons à nodules, qui se maintient ensuite de KY39 à KY42 (si l'on ne tient pas compte des variations lithologiques).

D'autre part, de KY39 à KY42, les front supérieur et inférieur des matériaux indurés sensu lato sont concordants. La ligne KY39-KY42 est ainsi concordante avec la surface topographique sous laquelle se sont produits ces phénomènes d'induration. Par rapport à celle-ci, le niveau supérieur des nodules en KY41 et surtout en KY40, dessine une concavité dont le fond est en KY40 : elle suggère une entaille récente confirmée par l'amplitude de ses variations en KY40. *En conclusion, les niveaux à nodules ferrugineux se sont formés aux dépens du matériau bigarré dans une phase postérieure à la formation de ce dernier et antérieure à la première entaille.*

c. Les niveaux d'altération sous-jacents aux horizons à nodules ferrugineux.

De KY37 à KY41, on observe les mêmes processus d'altération que sur la zone aval (KY27 - KY37) du versant de Yerma :

- enfoncement prononcé du front d'altération kaolinitique dans les faciès mésocrates ;
- matériau argileux finement graveleux à caractère sodique dans les faciès leucocrates à grains grossiers, avec remontée du front d'altération.

lignage de frappe

En KY42 apparaît un faciès hétérogène de migmatite mésocrate: les migmatites à injections de pegmatites. Les filons de pegmatites provoquent une discontinuité dans les processus d'altération. Au lieu d'un abaissement du front d'altération kaolinique, on a une remontée du front d'apparition de la "montmorillonite" avec formation d'argile vertique immédiatement sous le filon de pegmatite. Il s'agit d'une morphologie entièrement différente de ce qui a été décrit jusque là.

B. L'étude minéralogique du profil KY42.

Les échantillons de terre totale qui ont été analysés par diffraction des rayons X. La figure n° 42 montre les diffractogrammes et le tableau n° 20 résume les variations de la composition minéralogique le long du profil.

Tableau n° 20. Analyse minéralogique du profil KY 42 par diffraction des RX.

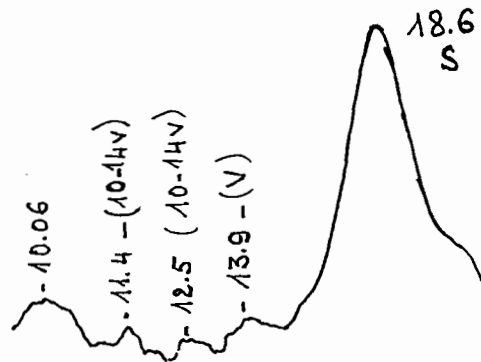
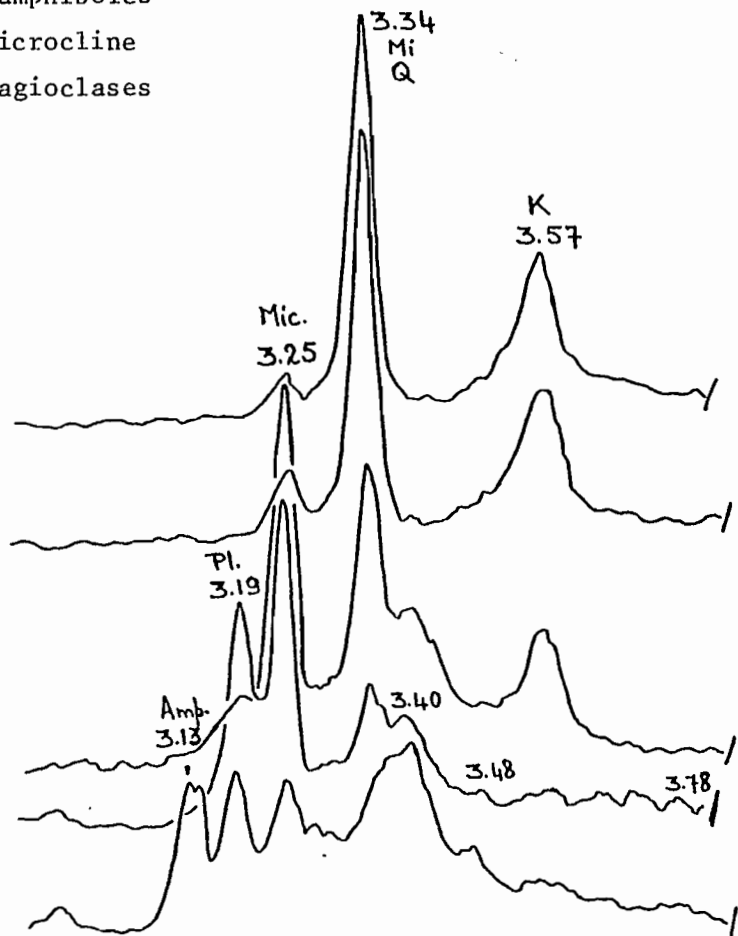
horizon minéraux constitutifs	arène mésocrate à toucher sableux 42.10 : 490-510 cm	arène argilo- limoneuse 42.9 : 490-510 cm	argileux vertique 42.7 : 320-340	argileux tacheté à structure prisma- tique 42.6 : 200-220 cm	à nodules ferrugi- neux sous la cara- pace 42.5 : 140-160 cm
amphiboles	++	traces	0	0	0
plagioclases	++	++	traces	0	0
micas ouverts (10 - 14 V)	+++ (10.58 Å)	++ (10.58 Å)	+++ (10.80 Å)	0	0
microcline	+	+++	+++	+	traces
kaolinite	+	+	+++	+++	++++
minéraux gonflants	+++	++++	++++	0	0

teneurs : + faibles ; ++ moyennes ; +++ assez bonnes ; ++++ bonnes.

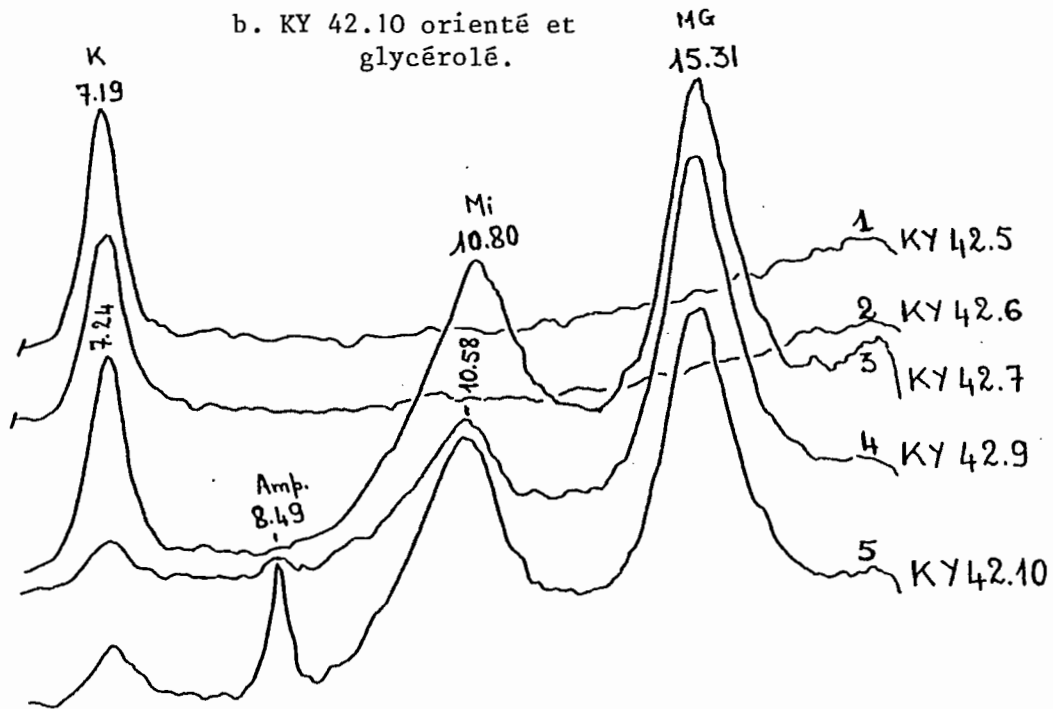
De l'arène au toucher sableux (42.10) à l'arène argilo-limoneuse (42.9), les smectites sont très abondantes et leurs proportions augmentent quand celles des amphiboles diminuent, puis deviennent nulles. Par contre, elles ne sont liées ni à celles des plagioclases, ni à celles des micas : les smectites proviennent exclusivement de l'altération des amphiboles. Elles n'ont plus le comportement d'interstratifiés qui caractérise celles du versant de Yerma. Elles sont accompagnées d'un peu de vermiculite.

Les teneurs en kaolinite restent faibles tant que les plagioclases sont peu altérés (KY42.10 et 42.9). Elles augmentent brusquement quand ces derniers disparaissent (KY42.7) : les plagioclases donnent de la kaolinite. Au-dessus du niveau de pegmatite (42.6 et 42.5), la kaolinite est le minéral argileux exclusif. Si ses proportions n'aug-

K = kaolinite
 Mi = Micas
 MG = Minéraux gonflants
 S = Smectites
 Amp. = amphiboles
 Mic = microcline
 Pl = plagioclases



b. KY 42.10 orienté et glycérolé.



a. diagrammes de poudre.

Fig. 42 - Diffractogrammes de rayons X du profil KY 42 (terre totale).

mentent pas de KY42.7 (argile vertique à microcline abondant) à KY42.6 (argile tacheté à microcline très altéré), c'est que l'on passe en même temps d'une roche sans quartz à une roche assez riche en quartz. Par contre, les proportions de kaolinite augmentent de KY42.6 à KY42.5 à la suite de l'altération complète du microcline.

Le degré d'ouverture des micas augmente de l'arène à toucher sableux (10.58 Å) à l'argile vertique (10.80 Å). Il s'agit d'interstratifiés (10-14 V). Ils disparaissent brutalement au-dessus du niveau de pegmatite. *L'évolution des micas est faible dans la zone à smectites dominantes, brutale et totale dans la zone à kaolinite exclusive.*

La teneur en microcline augmente de l'arène à toucher sableux à l'argile vertique (il s'agit d'une accumulation relative), diminue brutalement au-dessus du niveau de pegmatite, où elle est réduite à des valeurs faibles (42.6) puis à des traces (42.5).

Ainsi, le niveau de pegmatite constitue une limite d'altération très tranchée : au-dessus, altération kaolinique typique comme sur le versant de Yerma, avec transformation en kaolinite de tous les minéraux primaires à l'exception du quartz ; il s'agit d'une kaolinite désordonnée ; au-dessous, altération "montmorillonitique" et ouverture des micas en interstratifiés mica-vermiculite ; il ne s'agit plus de smectites formées sur d'anciennes arènes kaoliniques.

Mais le niveau de pegmatite ne peut arrêter net, par sa seule présence, des processus d'altération kaolinique aussi intenses. Il faut lui associer l'influence de la texture de la roche mère. Dans ce cas, on se trouve en présence d'une roche dont l'altération est de type montmorillonitique.

II. Les formations pédologiques du versant drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin.

Cette partie du versant (BK59 - BK7 à BK32) s'étire sur 1707 m, avec une pente moyenne de 0.75 %.

L'étude ne commencera qu'à partir de BK7 (BK59 est dans une zone lithosolique perturbée par les engins de travaux publics, et BK60 n'est pas assez profond).

Du profil BK7 au profil BK32, le versant peut être divisé en trois parties :

- une partie supérieure (BK7 à BK15) qui est la plus développée (917 m), avec une pente moyenne de 1 %, la plus forte observée jusque là.

- une partie inférieure (BK16 à BK27) qui est moins développée (483 m), avec une pente moyenne nettement plus faible (0.56 %).

- une plaine basse inondable (BK28 à BK32), qui est encore beaucoup moins développée (103 m), avec la pente la plus faible observée jusque là (0.31 %).

A. L'organisation macromorphologique des profils.

1. La partie supérieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (profils BK7 à BK15).

Les profils montrent :

(1) un ensemble d'horizons A (A₁ - A₂₁ - A₂₂, plus rarement A₁ - A₂) de 23 à 38 cm d'épaisseur, sableux légèrement argileux en surface, un peu plus argileux en profondeur, qui ne se distinguent de ceux de la zone V de la toposéquence de Yerma (KY21 à KY26), que par une teinte plus rouge (5 YR) s'éclaircissant vers l'aval, et par la présence de nodules (gravillons ferrugineux ou fragments de carapace) seulement dans les A₂ ou A₂₂ reposant directement sur une carapace ferrugineuse. En BK15, A₁ a des caractéristiques de mauvais drainage (nuances ségrégatives rouille).

(2) un horizon de transition au point de vue textural, AB, sablo-argileux, qui n'existe principalement que dans la zone amont (BK7 à BK9), où il a 12 à 19 cm d'épaisseur et est rouge jaune 5 YR 5/7. A l'aval, il n'existe qu'en BK13, avec une épaisseur très variable selon les faces de la fosse (9 à 64 cm) et une couleur plus claire (5 R 6/6).

(3) un horizon B₁, uniquement à l'extrémité amont (BK7 et 6), rouge jaune (5 YR 5/8), de 22 à 24 cm d'épaisseur, argilo-sableux à structure polyédrique peu développée, à cohésion moyenne à assez forte, finement graveleux (quartz) à sa base en BK6. AB et B₁ sont absents au-dessus des cuirasses à induration forte (BK₂ et 8).

(4) un horizon gravillonnaire, d'épaisseur très variable d'un profil à l'autre (nulle ou presque au-dessus des cuirasses : 0 à 5 cm) et parfois dans la même fosse pédologique (15 à 29 cm en BK1). La terre fine est rouge jaune (5 YR 5/8) à l'amont, plus clair à l'aval (5 YR 6/6), argilo-sableuse sous AB (BK1 et 13) ou sous B1 (BK6), sableuse sous A₁ (BK11) ou sous A₂₂ (BK12 et 14).

A l'aval, en BK13, il a les caractéristiques des B₃ de la toposéquence de Yerma : très nombreuses taches rouille, parfois noires, cimentant, de manière fragile, de très nombreux gravillons ferrugineux (qui présentent ici un aspect calibré), avec des traces de lavage.

(5 a) un ensemble d'horizons indurés en cuirasse ou/et carapace ferrugineuses, de 56 à 130 cm d'épaisseur, à ciment rouge à taches noires d'importance variable, à structure grossièrement litée pour les cuirasses et très feuilletée pour les carapaces qui montrent souvent un litage entrecroisé (BK 11-12-13-14-7-8 et BK1 à la partie inférieure). Les carapaces sont les sièges d'intenses processus de lavage à l'aval (BK11 à 14), avec parfois un empilement de feuillets ferrugineux sans autre terre fine que les revêtements de sables lavés sur les faces inférieures. Dans les carapaces nodulaires (nodules peu ou pas cimentés : BK13), le lavage n'existe que par plages qui deviennent bouillantes et sans terre fine, et qui correspondent aux zones de circulation d'une nappe (suintement lors du creusement des fosses en saison sèche, suintement continu en saison des pluies au mois d'Août 1974, se transformant en véritable nappe circulante après la grosse pluie du 24 Août).

(5 b) à l'extrémité aval de cette portion de pente (profils BK14.3, 14.c et 15), les marques de lavage disparaissent et la carapace est remplacée par un horizon essentiellement constitué de nodules ferrugineux (gravillons ou nodules de formes irrégulières), de cailloux de pegmatites ferruginisés jaunes et rouille (feldspaths et quartz) et de nodules à coupe noire (ferromanganésifères), avec de nombreuses taches rouges marquant les empreintes des nodules dans la terre fine. Cet horizon qui remplace également l'horizon gravillonnaire (4), est sous-jacent à A22.

(6) un horizon (30 à 47 cm d'épaisseur) constitué de nodules ferrugineux (parfois de type gravillonnaire : BK11) ou/et ferromanganésifères (nodules noirs), dont les tailles diminuent parfois progressivement vers le bas. Il peut être marqué par les processus de lavage, si la carapace sus-jacente l'est ; la terre fine est alors sableuse. Il est remplacé par (5 b) quand la carapace n'existe pas.

(7) un horizon pegmatitique (15 à 54 cm d'épaisseur), graveleux un peu caillouteux, ou gravelo-argileux, plus rarement graveleux avec encore de nombreux gravillons ferrugineux, essentiellement caillouteux par plages et parfois entièrement. Les graviers et cailloux sont des quartz ou des feldspaths jaunés (filons de pegmatites ou pegmatitiques). Le lavage affecte souvent la partie supérieure (BK7-6-1 et 11) et on y observe assez souvent des nodules noirs peu nombreux à assez nombreux.

(8) un horizon à caractères vertiques plus ou moins accentués, (22 à 112 cm d'épaisseur), brun jaune clair, argileux, à caractère verticale typique (structure prismatique, sous structure en plaquettes à faces obliques patinées et striées : profil BK13), ou à tendance verticale à halomorphe (structure prismatique à agrégats allongés, parfois colonnaire : profils BK6 et 11) ; parfois riche en minéraux altérables (feldspaths et biotite) avec alors une structure polyédrique à cubique en assemblage compact, des plages de migmatite altérée (BK14 et 8) ; parfois à passées de pegmatites, avec une hétérogénéité liée aux variations de faciès de la roche mère (gros grain, proportions de ferromagnésiens).

(9) le plus souvent une migmatite leucocrate à biotite et amphibole à grains grossiers, arénitisée, à faciès souvent hétérogène. Lorsque le faciès est leucocrate à grain fin, la roche est plus massive (BK11). En BK13 au contraire, le faciès est mésocrate à amphibole et biotite : l'horizon argileux vertical (112 cm d'épaisseur) passe à une "arène" (argilo-limoneuse riche en biotites mordorées, puis limono-argileuse (335 cm d'épaisseur), jaune pâle (2.5 Y 8/2 à 5 Y 8/3) ; on atteint la roche massive à 610 cm, avec la nappe à 630 cm.

En résumé, les profils comprennent, comme en KY42 (concavité de la pente), deux parties distinctes séparées par un niveau pegmatitique qui est une caractéristique distinctive essentielle par rapport aux sols de la toposéquence de Yerma :

- une partie supérieure qui se différencie de la portion correspondante des sols de la zone V de la toposéquence de Yerma (KY21-22), par la teinte plus rouge des horizons A et B (donnant aux profils de la zone amont un aspect morphologique de sols ferrugineux peu lessivés), une hydromorphie souvent inexistante ou plus faible dans les horizons B,

d'où l'absence de B₂ et la rareté de B₃ (remplacé par un horizon gravillonnaire), le lavage prononcé dans les carapaces elles-mêmes qui se distinguent par leur structure très feuilletée.

- *une partie inférieure* où les horizons kaoliniques tachetés ou bigarrés sont remplacés par des horizons à caractères vertiques plus ou moins accusés.

2. La partie inférieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (profils BK16 à 27.

Les principales différences par rapport aux sols de la portion de pente précédente sont :

(1) dans l'ensemble d'horizons A, la texture plus argileuse (A₁ sableux moyennement argileux et même argilo-sableux en BK26, A₂ sablo-argileux ou argilo-sableux et *remplaçant ainsi AB*), les caractères de mauvais drainage (nombreuses fines taches et canalicules rouille), sauf au-dessus des carapaces les plus typiques (BK23 et 24).

(2) dans B₁, la couleur plus claire (5 YR 6/4 à 6/6), la texture parfois argileuse, et la structure parfois polyédrique grossière moyennement développée. B₁ n'existe qu'en BK 19-20 et 21.

(3) la présence d'un B₂ à taches rouges diffuses ou/et à nombreux nodules noirs, à texture argileuse, à structure polyédrique moyenne et petite assez bien développée (pseudogley à faciès structuré), parfois peu développée. B₂ n'existe qu'en BK 19-20 et 21.

(4) l'absence de l'horizon gravillonnaire remplacé, à la base de B₂, par un lit graveleux (quartz) ou la partie inférieure argilo-graveleuse (quartz) de B₂.

(5) un ensemble d'horizons indurés :

- remplacé à l'amont (BK16 et 17) par l'horizon nodulaire (5 b) des sols précédents, qui lui-même est partiellement remplacé par endroits, dans une fosse donnée, par le niveau pegmatitique.

- réduit à une carapace plus souvent de type nodulaire dans une fosse donnée (empilement de nodules ferrugineux et ferro-manganésifères qui ne sont pas entièrement cimentés). Ce caractère est généralisé à tout l'horizon quand les phénomènes de lavage disparaissent (BK18-19-27-26). En BK25, c'est un horizon argileux à nombreux nodules de formes irrégulières, à coupe rouge et noire.

- bien individualisé comme dans la zone précédente (BK23 et 24) : carapace "lavée" à faciès très poreux, à structure feuilletée sous-jacent en BK23 à une carapace à cuirasse à structure feuilletée. Ces horizons indurés sont sous-jacents directement à des horizons A (A₁ sableux, A₂ essentiellement constitué de gravillons ferrugineux ou/et fragments de carapace, avec une terre fine sableuse à sablo-argileuse, et parfois AB se différenciant de A₂ par une terre fine plus argileuse).

(6) la diminution, à l'aval (à partir de BK20) de l'importance du niveau pegmatitique : épaisseur faible (34 cm) à nulle en BK20, nulle par endroits en BK25, disparition en BK24, 26 et 27.

(7) un horizon à caractères variés :

- *caractères verticales peu accentués* (argilification moins poussée d'origine pétrographique : faciès leucocrate) sous les niveaux pegmatitiques bien développés : c'est l'horizon argilo-sableux, riche en minéraux altérables, à structure polyédrique à cubique en assemblage très compact, déjà signalé sur la portion de pente précédente.

- *caractères verticales très peu marqués* malgré une texture argileuse (structure prismatique à cubique en assemblage plus ou moins compact, sans faces obliques patinées) sous les niveaux pegmatitiques faiblement développés et discontinus (BK20).

- *kaolinique, argileux, tacheté* (rose clair à taches blanchâtres et jaune rouille), équivalent des horizons bigarrés amont (la roche mère est plutôt leucocrate ici), dans les profils sans niveau pegmatitique (BK26 et 27).

(8) une arène leucocrate sableuse (observée sur 387 m en BK20 jusqu'à la roche tantôt massive et peu altérée, une migmatite leucocrate à biotite et amphibole, tantôt friable, un faciès plus mésocrate), avec des passées mésocrates plus dures (BK20), des passées surmicacées altérées et des passées pegmatitiques (BK24).

3. La plaine basse inondable du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (profils BK28 à 32).

Les différences par rapport aux sols de la portion de pente précédente sont :

(1) des processus d'hydromorphie qui se manifestent de manière intense dès la surface, avec, en conséquence, A₁ gris bleuté à nombreux canalicules rouille, AB gris clair ou gris blanchâtre à nombreuses taches et canalicules rouille, B₁ et B₂ confondus en un B₃ à taches et à structuration fine sans phénomène de lavage : gris clair parfois bleuté, ou gris blanchâtre, à nombreuses taches rouille, à structure polyédrique grossière à petite assez bien développée, argileux (argilo-graveleux ou comportant un lit de graviers de quartz à la base).

(2) un ensemble d'horizons indurés :

- *remplacé* comme dans certains des sols précédents, sauf en BK32, par un horizon nodulaire de même type que le (5 b) des sols de la partie supérieure du versant (essentiellement constitué de nodules ferrugineux et ferro-manganifères de formes irrégulières, avec de très nombreux cailloux, graviers et parfois pierres de quartz), mais qui est soumis ici à des processus de lavage (élimination de la terre fine, avec cohésion faible à très faible, avec un horizon parfois bouillant par plages). Le lavage a été suivi d'une décantation argileuse (revêtement gris blanchâtre sur les éléments grossiers). Parfois, le lavage ne se manifeste que par plages bouillantes (BK30 et 31), on a alors un B₃ cimenté, de manière fragile, par de très nombreuses taches rouille et quelques taches noires, légèrement indurées. Ce B₃ peut s'individualiser dans la partie supérieure de l'horizon tacheté sous-jacent, grignoté par les processus de lavage (BK29).

- *bien individualisé en BK32 et constitué d'une carapace ferrugineuse "lavée"* (42 cm d'épaisseur), qui a l'aspect caverneux de celles

de la toposéquence de Yerma, et qui passe en profondeur à un horizon nodulaire de 73 cm d'épaisseur (nodules ferromanganésifères rouges à centre noir, de formes irrégulières).

(3) la faible individualisation des niveaux pegmatitiques qui se confondent avec les horizons nodulaires ci-dessus (BK 28-29-30-31) et le B3 argilo-graveleux (BK29 où ces niveaux pegmatitiques sont donc les plus épais), ou qui sont réduits à des filons de quartz discontinus et disséminés (BK32).

(4) la disparition de l'horizon d'aspect verticale remplacé par :

- un horizon kaolinique tacheté (gris blanchâtre à taches rouille plus ou moins nombreuses), argileux plus ou moins finement graveleux, sur migmatite leucocrate.

- un horizon bariolé (sur migmatite mésocrate) qui montre en B29 (où les matériaux pegmatitiques sont le plus épais), une légère tendance verticale (structure prismatique avec de grandes fentes de retrait de 0.5 cm à 1 cm de large) et se charge en paillettes de mica mordoré, à sa partie inférieure (à texture argilo-limoneuse), avec de nombreux nodules calcaires.

(5 a) sur migmatite leucocrate, l'arène jaune pâle, sablo-argileuse de la toposéquence de Yerma (observée sur 320 cm en BK28 où elle passe à 568 cm de profondeur, à une arène sableuse).

(5 b) sur migmatite mésocrate surmicacée, une arène argilo-limoneuse bariolée (BK32, à nodules calcaires en BK29), puis limoneuse à taches rouille et gris blanchâtre, traversée par des passées leucocrates plus ou moins importantes (BK32, avec la nappe à 267 cm en Février 1970, à 500 cm en Mai 1972, et superficielle en Août 1974).

4. Analyse et interprétation.

Les profils comprennent : une partie supérieure (horizons supérieurs meubles et ensemble d'horizons indurés) et une partie inférieure (horizons argileux ou argilo-sableux et arènes sous-jacentes), séparées ou non par un niveau pegmatitique.

a. Les horizons supérieurs meubles.

A l'extrémité supérieure (BK7 à BK1), la différenciation de couleur est celle de sols ferrugineux tropicaux peu lessivés et la différenciation texturale (A₁ - A₂₁ - A₂₂ - AB-B₁/horizon gravillonnaire) est celle de sols lessivés.

Sur la partie moyenne de la pente (BK2 à BK15), la différenciation texturale précédente ne se retrouve qu'en BK13, avec l'aspect beige des sols ferrugineux tropicaux lessivés, mais de fortes variations de l'épaisseur des horizons A₁ à AB (B₁ n'existe pas), 40 à 98 cm dans la même fosse, et des débris de poteries à la base de AB. *Le plus souvent, la différenciation, du type A₁ - A₂₁ - A₂₂ - horizon à nodules/carapace, indique une zone d'appauvrissement ; c'est donc une zone de transit alors que l'extrémité amont apparaît comme une zone d'accumulation argileuse.*

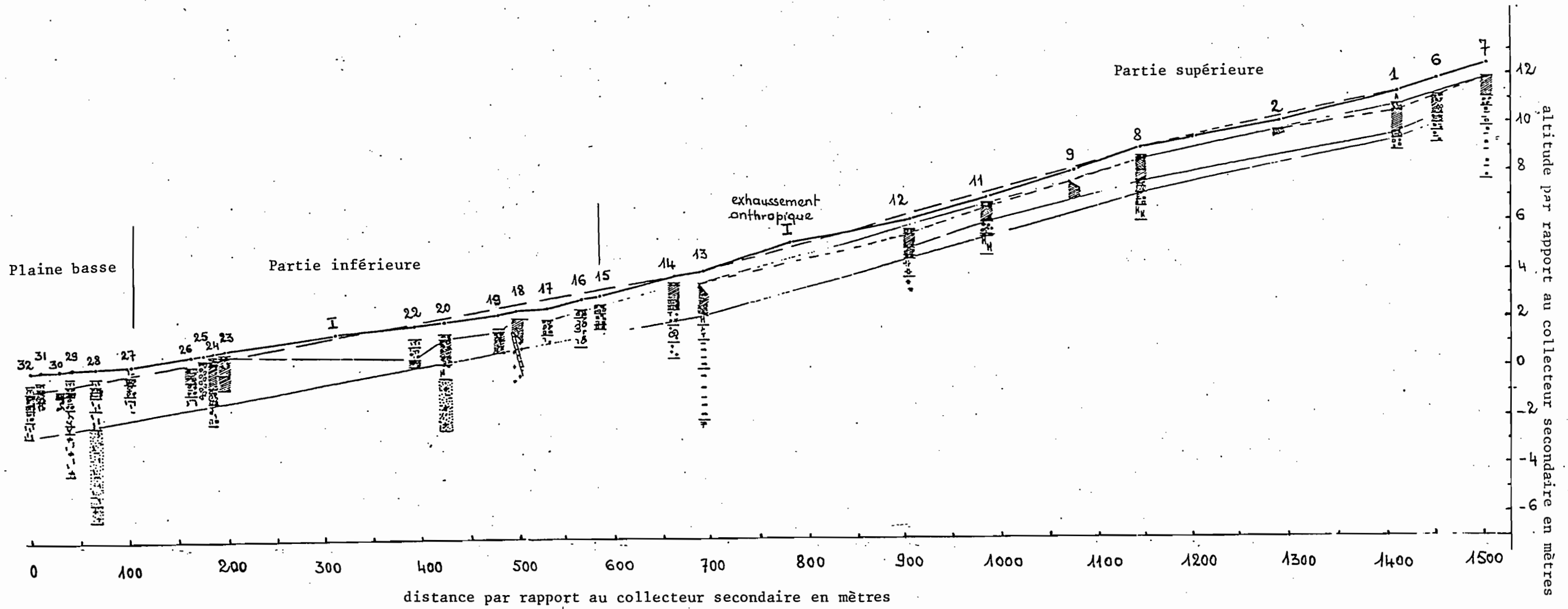


Fig. 43. Toposéquence de Bissighin: versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin.

Légende : voir fig. 11

Sur la partie inférieure (BK16 à BK32), on observe un approfondissement et une augmentation de la teneur en argile des horizons supérieurs meubles, lorsque la remontée des niveaux de pegmatite ne contrarie pas ces processus. Ces derniers sont associés d'abord aux concavités de la pente, puis à la plaine basse. Les caractéristiques de mauvais drainage sont constants et s'accroissent dans la plaine basse. *Ce ralentissement du drainage et cette "accumulation" argileuse sont accompagnés d'une forte diminution de l'intensité et de l'épaisseur du cuirassement, et d'horizon B texturaux à caractéristiques morphologiques de pseudogley à faciès structuré.*

L'ensemble de ces caractères évoque plus une différenciation texturale liée aux processus de morphogénèse, tandis que la différenciation pédologique est limitée à l'action de l'hydromorphie hiérarchisée en fonction de la position topographique.

- b. L'ensemble d'horizons indurés et les horizons nodulaires (sous-jacents ou qui le remplacent).

Comportement des fronts supérieur et inférieur de cuirassement le long de la pente (fig.43).

De BK7 à BK8, le front inférieur de cuirassement sensu lato (horizons à nodules ferrugineux) est concordant avec la surface topographique. Par rapport à celle-ci, le front supérieur du cuirassement sensu stricto (cuirasse ou carapace) dessine une concavité au niveau des profils BK1 et 6, comblée exactement par les niveaux grossiers (horizon gravillonnaire en BK1 argilo-gravillonnaire puis argilo-graveleux en BK6). Ces derniers sont quasi inexistantes en BK2, et ne sont que de minces plaques discontinues en BK8. *Ces caractéristiques suggèrent que les formes concaves de la pente, occupées par les matériaux grossiers, correspondent à la disparition de cuirasses au profit de carapaces : les cuirasses relèvent d'une phase pédogénétique antérieure à ces entailles.*

La droite qui joint les sommets des profils BK8 et 13 est parallèle au front inférieur de cuirassement sensu lato (horizons à nodules). Elle peut être considérée comme la surface topographique ancienne dans laquelle une entaille récente a dessiné la concavité actuelle. L'irrégularité du front supérieur de cuirassement (qui n'est pas concordante avec les surfaces topographiques ancienne ou actuelle) et la concavité qu'elle dessine suggèrent également une entaille plus prononcée en BK12.

Sur le tronçon de pente BK13 - BK32, la droite qui joint les sommets des profils BK13 et 14 passe par le sommet des seuls horizons indurés en cuirasse ou carapace typique (BK 23-24 et 32). Entre BK13 et 24, elle est parallèle au front inférieur de cuirassement sensu lato, dont le prolongement dans la plaine basse (BK28 à 32) se confond avec le front inférieur des horizons argileux bigarrés ou tachetés : dans la plaine basse, il y a une forte réduction des niveaux à nodules au profit de ces derniers. La droite qui joint les sommets des profils BK 13 et 14 peut donc être considérée comme concordante avec la surface topographique ancienne par rapport à laquelle :

- la surface topographique actuelle dessine un replat surélevé entre I et BK32 (il suggère une accumulation) et une concavité entre

BK13 et I. Celle-ci suggère une entaille obséquente accusée entre BK15 et 18, et qui est maintenant le siège de processus d'hydromorphie.

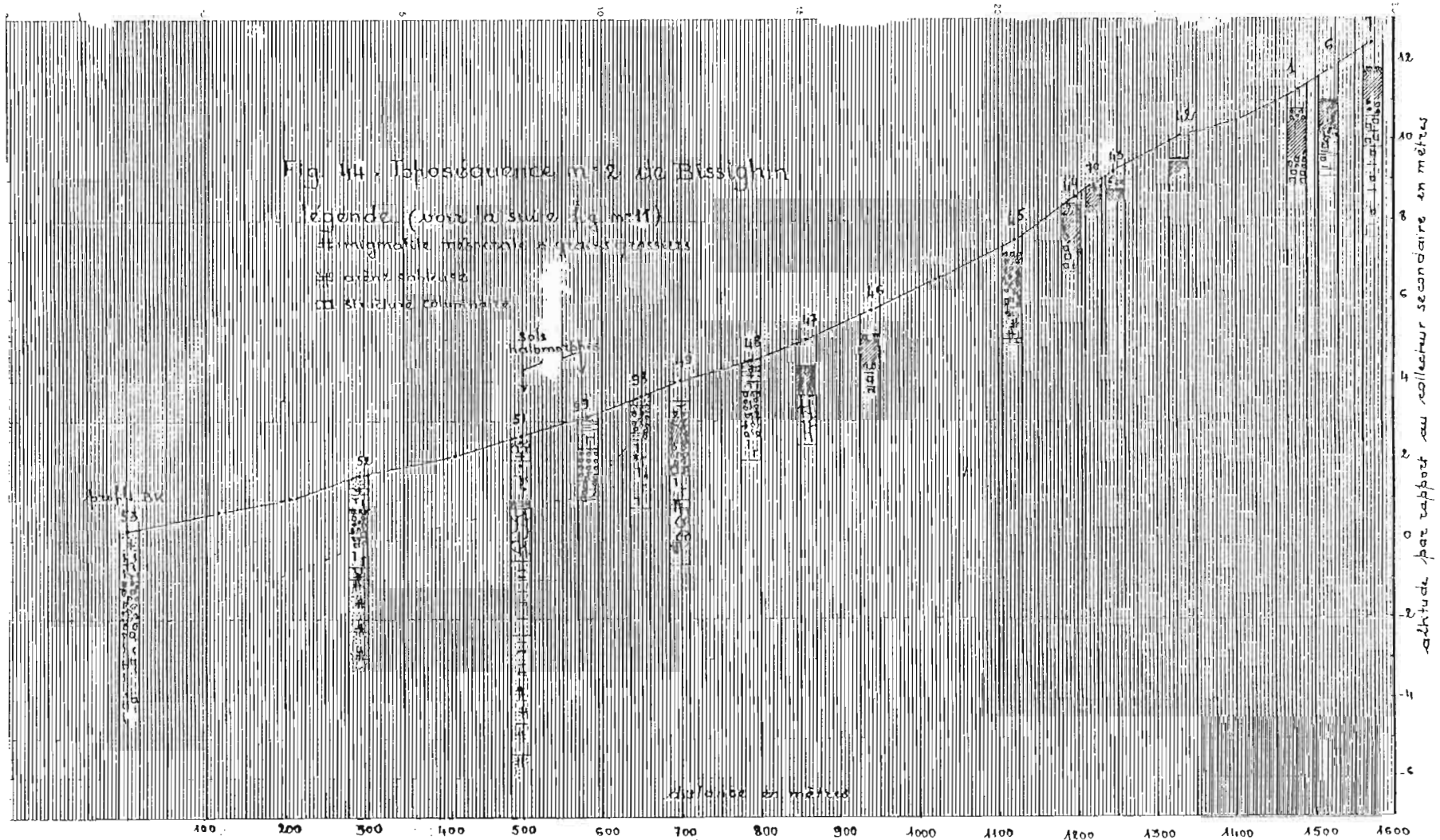
- le front supérieur de cuirassement dessine deux fortes concavités entre BK14 et 23, B24 et 32, dans lesquelles il y a une diminution de l'intensité du cuirassement. Elles suggèrent des entailles.

D'une façon générale, le front inférieur de cuirassement sensu lato (horizons à nodules) qui n'est autre que le front supérieur des minéraux pegmatitiques, est concordant avec le front supérieur de cuirassement : les niveaux de pegmatites ont servi de plancher à la nappe. Leur forte remontée de BK15 à 17, au-delà probablement du front d'entaille, explique la disparition des carapaces dans cette zone et aussi dans la plaine basse.

L'intensité du cuirassement

La figure n° 43 résume les variations de l'intensité du cuirassement le long de la pente. On distingue d'amont en aval (l'épaisseur des horizons est indiquée entre parenthèses) :

- une cuirasse (56 cm) rouge à brun rouge à taches noires, à induration moyenne, passant progressivement à une carapace feuilletée (27 cm), sans processus de lavage (BK7) ;
- une carapace (76 cm) nodulaire à cimentation (ciment rouge à très nombreuses taches noires) discontinue, avec processus de lavage peu intenses (BK6) ;
- une carapace (76 cm) à ciment rouge, à quelques taches noires, contenant de nombreux gravillons ferrugineux et cailloux de quartz, d'aspect caverneux à sa partie inférieure où les processus de lavage sont intenses ;
- une cuirasse (50 cm en BK8) à induration forte, passant à une carapace feuilletée (80 cm en BK8), avec lavage inexistant dans la cuirasse, faible dans la carapace (BK8 et 2) ;
- une carapace (56 à 63 cm) rouge à assez nombreuses taches noires, très feuilletée, à litage entrecroisé, avec lavage intense (BK11 et 12) ;
- une carapace (45-70 cm) nodulaire type BK6, avec lavage intense par canaux préférentiels (BK13) ;
- une carapace (60-85 cm) type BK11 (BK14 et 14 A) ;
- un horizon nodulaire (34 à 70 cm) du type (5 b) des sols de la partie supérieure du versant, sans lavage (BK14 B, 14 C, 15 à 17) ;
- une carapace (74 à 94 cm) nodulaire type BK6, sans phénomènes de lavage, passant (dans une même fosse) à une carapace feuilletée type BK11 quand le lavage est intense (BK18 à BK22) ;
- une carapace feuilletée (140 à 88 cm), à litage entrecroisé, un peu moins "lavée" que le type BK11, plus massive et indurée à sa partie supérieure (tendance à la cuirasse partiellement démantelée en pierres), à "lavage" suivi d'une décantation argileuse sur les planchers des vides (BK23 et 24) ;
- un horizon nodulaire (68 à 27 cm) sans processus de lavage (BK25 à 27) ;
- un horizon nodulaire à graviers et cailloux de quartz (20 à 25 cm) à "lavage" très intense (mais suivi d'une décantation argileuse) soit total, soit par plages (carapace nodulaire de type BK13 alors),



avec une élimination poussée de la terre fine (BK28 à 31) ;
- une carapace (42 cm) fortement "lavée" d'aspect caverneux (BK32).

La morphologie des cuirasses et carapaces (structure litée, aspect souvent conglomératique) et celle des fronts inférieur et supérieur de cuirassement suggèrent une accumulation absolue de fer, comme sur la toposéquence de Yerma. L'épaisseur et l'intensité du cuirassement ne constituent pas une suite ordonnée le long de la pente. Cependant, on peut dire que les cuirasses sont essentiellement localisées à l'amont, tandis que les horizons nodulaires (d'épaisseurs beaucoup plus faibles) sont localisés à l'aval dans les zones d'accumulation argileuse. Par contre, *si on ne considère que les carapaces, l'épaisseur et l'intensité du cuirassement sont étroitement liées à l'intensité des processus de lavage (plaine basse exclue) comme sur la toposéquence de Yerma : les carapaces dérivent ainsi de la cimentation, dans une phase récente, des horizons nodulaires.*

A l'inverse des carapaces, les cuirasses sont associées à une quasi absence de phénomènes de lavage. L'examen de la surface topographique montre que, comme sur la toposéquence de Yerma, elles occupent les convexités de la pente. Dans ces conditions, les carapaces et les horizons à nodules ferrugineux qui occupent les concavités de la pente, apparaissent comme le résultat d'entailles dans des formations cuirassées plus anciennes. Ces entailles ont laissé des niveaux à nodules ferrugineux qui ont été recimentés en carapace dans les sites où une nappe oblique concentrait suffisamment de fer lors de la phase de colmatage qui a suivi la phase d'entaille. Cette concentration peut se faire à l'intérieur d'un même niveau, en des endroits préférentiels, comme le montre le profil BK44, sur la toposéquence n° 2 (fig.44 et 45) : la carapace feuilletée, fortement "lavée", se termine en biseau sur la face Ouest de la fosse et passe latéralement à un horizon nodulaire non "lavé" (fig.45).

Si dans la toposéquence étudiée (BK7 à BK32), les carapaces de néoformation se développent dans les entailles du vieux profil cuirassé, elles lui sont parfois superposées dans la toposéquence n° 2 sans entaille notable (BK70 où la carapace "lavée" caverneuse, peu cohérente, surmonte la cuirasse massive à induration forte), ou avec une entaille partielle (BK 49).

Dans la fosse BK1, l'horizon nodulaire sous-jacent à la carapace est remplacé, sur la face Ouest, par une carapace "lavée" feuilletée. Celle-ci est posée sur le niveau pegmatitique (graveleux et caillouteux, à lavage intense, avec un aspect caverneux et de nombreuses plages bouillantes), dont elle suit fidèlement la limite sans y pénétrer : *les processus de lavage (qui ont créé la porosité grossière) sont postérieurs à la formation de la carapace et consécutifs à un abaissement du niveau de base.*

En résumé, l'organisation des horizons indurés permet d'individualiser au moins deux épisodes de cuirassement (à faciès conglomératique) séparés par une phase d'entaille. Le dernier épisode est un cuirassement sporadique (localisé dans les endroits où une nappe existait et concentrait le fer), suivi d'un abaissement du niveau de base qui a transformé les nappes hydrostatiques en nappe en charge responsable des processus de lavage.

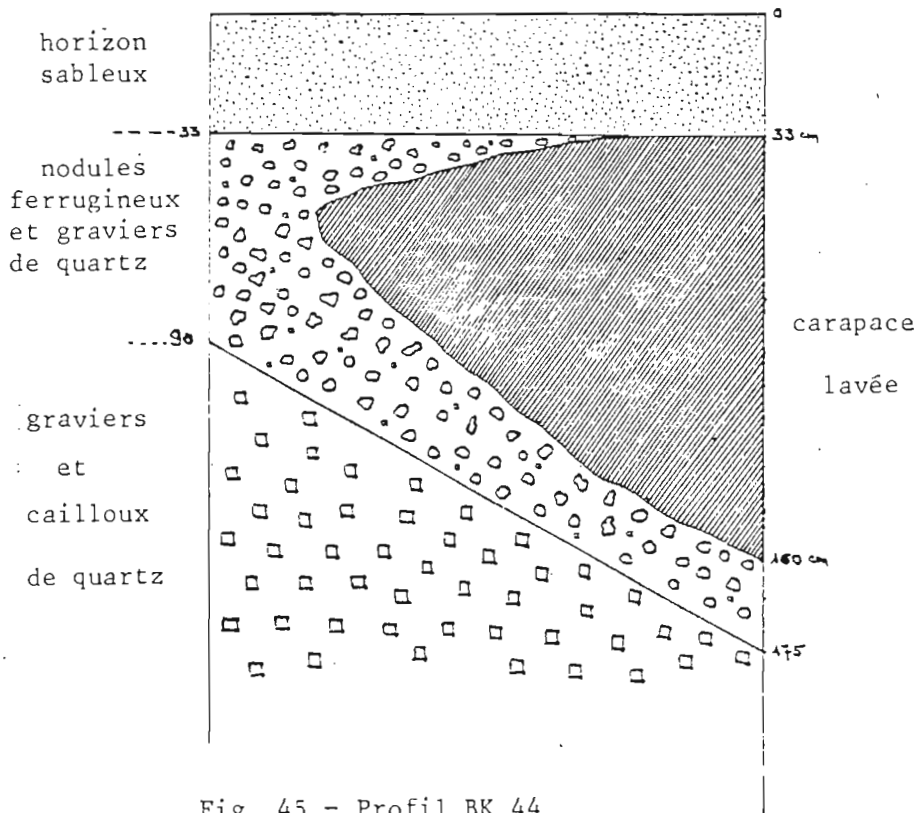


Fig. 45 - Profil BK 44

c. La partie inférieure des profils : les horizons sous-jacents aux horizons indurés.

Comme en KY42 (dans la concavité), l'altération verticale est associée à la présence de niveaux pegmatitiques épais sous les horizons indurés. Outre la résistance propre de ces pegmatites, leur présence doit s'accompagner d'une texture plus massive de la roche sous-jacente. La diminution de leur épaisseur provoque celle des caractères verticaux des matériaux sous-jacents. Leur disparition se traduit par un enfoncement prononcé du front d'altération kaolinique, avec remplacement des argiles verticales par les horizons tachetés (sur roche leucocrate) ou bariolés (sur roche mésocrate) décrits sur la toposéquence de Yerma. Les proportions de smectites sont une fonction de la richesse en ferromagnésiens des roches mères et de la texture de ces dernières.

5. Variations latérales de la toposéquence principale de Bissighin : comparaison avec la toposéquence n° 2.

La toposéquence n° 2 de Bissighin est située également sur le versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (fig. 9). Elle part de la partie supérieure de ce versant (profil BK1) pour aboutir au collecteur secondaire de Bissighin à 263 m en amont du profil BK32 (extrémité aval de la toposéquence principale).

La figure 44 permet de suivre la différenciation des sols le long de la pente.

De BK1 à BK45, cette différenciation est la même que sur la partie supérieure de la toposéquence (BK7 à BK15). En BK46 et 47, elle est de type A₁ - AB - B₂ / carapace (BK46) ou A₁ - AB - B₁ - B₂ / carapacé (BK47), avec A₁ sablo-argileux, AB argilo-sableux et B argileux (quartz). La couleur est brune, 10 YR 5/3 en A₁, passant à 10 YR 5/4 en B. Le complexe absorbant est saturé ou presque dès AB (V = 94 à 100%) et jusque dans la carapace où le pH est neutre. Ce ne sont plus des caractéristiques de sols ferrugineux tropicaux, mais de sols bruns eutrophes.

En BK51, l'ensemble d'horizons indurés est remplacé par un mince horizon argilo-gravillonnaire (15 cm d'épaisseur) et les horizons supérieurs meubles sus-jacents ont une différenciation de sol halomorphe (sol sodique) : horizon A sablo-argileux à structure massive, avec une cohésion d'ensemble forte, B argilo-sableux à structure massive à prismatique peu développée avec une tendance colonnaire au sommet. Sous l'horizon argilo-gravillonnaire, on a un horizon argileux à caractères vertiques typiques sur altération de migmatite mésocrate à amphibole et biotite.

En BK98 et 99, l'horizon gravillonnaire qui remplace l'ensemble d'horizons indurés est plus épais (70 à 82 cm) et montre un lavage par canaux préférentiels (plages bouillantes), avec ailleurs une néonodulation (cimentation des gravillons par des taches noires). Les horizons supérieurs meubles sont différenciés en sols de type halomorphe (BK99) ou ferrugineux tropical (BK98). Dans ce dernier, l'horizon sous-jacent au niveau gravillonnaire a des caractères vertiques typiques.

Aussi bien en BK51 qu'en BK98, on n'observe pas de niveau pegmatitique au-dessus des horizons vertiques. Leur absence, associée à une très forte diminution de l'intensité et de l'épaisseur du cuirassement peut être interprétée de deux manières :

- ce niveau n'a pas existé ; l'altération kaolinique, et partant le cuirassement, ont été arrêtés par la texture massive de la roche ;
- ce niveau a été déblayé avant la mise en place des matériaux sus-jacents.

La répartition des caractères de différenciation des horizons supérieurs meubles dans le paysage et par rapport aux horizons sous-jacents ne sont pas ordonnés et ne paraissent pas relever d'une évolution in situ.

B. L'étude micromorphologique.

La plupart des observations ont été faites sur des mottes. (*)

(*) La majorité des monolithes de sols prélevés ont été égarés au laboratoire de lames minces du Centre ORSTOM de Dakar.

1. Les horizons supérieurs meubles.

a. Description.

Les observations sont faites sur le profil BK13.

Dans l'horizon A₁, le squelette est très abondant et à grains jointifs (de 0.060 à 1 mm avec dominance de grains de 0.20 à 0.30 mm), de quartz (dominant), de microcline (fréquent) et de plagioclases (assez fréquents). Certains quartz sont très fortement incrustés de plasma brun sombre ou en comportent dans des encoches ; quelques grains sont de type bipyramidé. Les gros microclines sont tantôt peu altérés (aspect sale avec perthites séricitisées), tantôt partiellement altérés (plages à fissures fortement incrustées de plasma brun sombre), tantôt envahis comme les petits microclines par des bandes de plasma brun foncé ou brun clair selon une direction de clivages.

Les plagioclases sont tantôt peu altérés, tantôt non altérés, tantôt fortement séricitisés, ou altérés en un plasma argilasépique avec de nombreuses séricites. La biotite beaucoup moins fréquente est soit brun sombre "figée", soit partiellement décolorée.

Le plasma est brun et rare. On distingue quelques nodules ferrugineux de formes arrondies ou quelconques, à plasma brun sombre, pauvres ou dépourvus de squelette.

L'horizon B₁ (13.3 : 40-50 cm), sablo-argileux, montre une organisation identique à celle de A₁, mais avec des plagioclases plus rares et seulement en perthites séricitisées dans les microclines.

b. Interprétation.

B₁ ne se comporte pas comme un horizon illuvial. A₁ montre une richesse en minéraux très altérables. Aussi bien en A₁ qu'en B₁, les faciès d'altération des minéraux autres que le quartz sont ceux qui ont été observés dans les arènes kaoliniques formées en milieu lessivant-oxydant, tandis que ceux du quartz évoquent, avec les nodules ferrugineux, des matériaux ferruginisés. Ces caractères, ainsi que la juxtaposition en A₁, de plagioclases peu altérés et de microcline altéré, évoquent un mélange de matériaux allochtones d'origines différentes.

2. L'ensemble d'horizons indurés.

Des lames minces ont pu être réalisées dans quelques échantillons orientés.

a. Les horizons à nodules ferrugineux sous-jacents aux carapaces (profil BK7 : 160-182 cm).

Les traits essentiels sont :

- la présence de nombreux nodules ferrugineux, très bien individualisés, entourés d'un vide circulaire rempli de ferriargilanes, avec parfois des lits concentriques de ferranes sur les nodules. Dans ces derniers, le plasma est brun sombre, vosquelsépique : les vides (fissures formant parfois un réseau et pouvant connecter des cavités) sont remplis ou tapissés de ferranes brun sombre (discernables surtout en LR) et de ferriargilanes brun vif à rouge jaune. Les ferranes sont

localisés de préférence dans les plages les plus riches en squelette (alors qu'ailleurs ce sont des ferriargilanes qui dominent). Ils entourent les gros grains du squelette dans les nodules, en dehors de ceux-ci ou sur leurs bordures. Parfois les nodules sont constitués par une accumulation concentrique de ferranes autour de très gros grains du squelette. Dans le cas du microcline, celui-ci est envahi, selon les directions de clivage par le plasma brun sombre dans lequel flottent de petits îlots sains. Le quartz présente un aspect sale et les individus polycristallins sont plus ou moins disloqués par le plasma brun sombre.

Les nodules se distinguent souvent du fond matriciel qui les emballe par un squelette plus abondant.

- les nodules sont emballés dans un fond matriciel à plasma brun clair, très mobile (cutanes représentant environ 40 % du plasma et beaucoup plus épais dans les fonds des vides), vosquelsépique : nombreux et souvent épais ferriargilanes à structure concentrique, et argilanes brun pâle résultant de la décoloration ultérieure des ferriargilanes.

Aussi bien dans les nodules que dans la matrice, l'assemblage est porphyrosquelique. Le squelette est abondant, constitué de quartz et de microcline. Celui-ci est un peu moins altéré dans la matrice : réseau dense des fissures à plasma brun clair, ou nombreuses plages de plasma brun clair avec quelques arborisations brun sombre. Le quartz montre des incrustations de plasma brun sombre dans les fissures et les encoches.

En résumé, on a un horizon à pédoplasmatation intense où les nodules eux-mêmes résultent principalement d'une concentration du fer dans les zones les plus oxydées (accumulation préférentielle autour des grains du squelette).

b. Une cuirasse ferrugineuse (profil BK7 : 63-73 cm). Il s'agit d'une cuirasse homogène sans aspect conglomératique. L'organisation se distingue de celle de l'horizon à nodules par :

- des nodules souvent difficiles à différencier de la matrice, mais qui, lorsqu'ils sont bien individualisés, peuvent trancher sur celle-ci par un squelette aussi abondant, mais à grains de tailles plus homogènes, anguleux, parfois d'aspect esquilleux. Dans certains nodules, le plasma brun foncé constitue un assemblage réticulé sur de fins grains du squelette qui semblent résiduels de l'altération de grains plus gros, quelques quartz plus gros sont altérés. Le plasma est brun sombre, avec sur les bords ou dans l'ensemble, un assemblage diffus de plasma brun sombre et brun vif plus ou moins voilé de brun sombre.

- une matrice souvent envahie par le plasma brun sombre qui voile puis opacifie plus ou moins les ferriargilanes. On distingue dans cette matrice des plages à assemblage à tendance granulaire.

- un squelette où le microcline est plus altéré et parfois réduit à un assemblage réticulé de plasma brun sombre.

En résumé, la cuirasse résulte d'une cimentation de la matrice d'un horizon nodulaire par le plasma brun sombre : c'est une cuirasse

d'accumulation absolue.

c. Les carapaces "lavées".

La carapace du profil BK 49 (toposéquence n° 2).

A l'examen macroscopique, c'est une carapace ferrugineuse et un peu manganésifère, jaune rouge (5 YR 6/6) à taches noires à nombreux nodules ferrugineux. Les tubulures sont nombreuses et constituent de petites cavités : les parois verticales et les plafonds sont lavés et propres (lavage parfois imparfait) ; les planchers portent un revêtement rosé, parfois formé de sables très fins, parfois à aspect de cuvette de décantation argileuse (Pl. III, 1.2).

Au microscope, elle se distingue de la cuirasse du profil BK7 essentiellement par :

- un squelette moins abondant ;
- la présence, par endroits, de nodules qui sont des agrégats polyédriques ferritisés, délimités par un réseau de fissures ;
- et surtout, la présence de tubulures qui tronquent brusquement le fond matriciel emballant les nodules. Les parois verticales et les plafonds de ces tubulures sont propres, avec parfois des saillies de gros grains du squelette (cimentés par le plasma ferrugineux du fond matriciel d'emballage des nodules) pouvant protéger des restes de fond matriciel. Leurs planchers portent un fond matriciel très différent de celui qui emballe les nodules. Le plasma y est brun rouge clair à plages brun pâle, incolores en LR, les grains du squelette (quartz) sont très fins (sables très fins à limons), la stratification fréquente :
- une couche pauvre en squelette, à plasma masépique, sur une couche riche en squelette à grains presque jointifs (Pl. III, 3) ;
- alternance de couches à structure litée, à assemblage granulaire, et de couches pauvres en squelette ;
- revêtement formé de ferriargilanes à structure litée en aval (décantation argileuse), passant à l'amont à un fond matriciel plus riche en quartz et sans litage. Ce revêtement est lui-même partiellement tronqué par les processus de lavage.
- couche de fond matriciel plus riche en squelette sur des argilanes et ferriargilanes très lités.

La lumière des vides tronque brusquement :

- la matrice ferritisée des nodules qui est alors bordée d'une couche rouge plus sombre en LR (couche plus riche en hématite) : il n'y a pas de dissolution du squelette ferrugineux ;
- les revêtements des planchers de tubulures sans frange de décoloration, même lorsqu'il s'agit de ferriargilanes.

La carapace feuilletée du profil BK 23.

Elle se distingue de la précédente par :

- la rareté des nodules bien individualisés : les plages de plasma brun sombre, toujours assez riche en squelette, ne constituent pas des

nodules bien individualisés ; elles peuvent (rarement) avoir une structure de type isaltérite : plasma brun sombre en assemblage réticulé sur un plasma cristique kaolinique avec quelques gros cristaux en accordéon, quelques biotites brun sombre figées ;

- un plasma encore plus mobile (abondance des ferriargilanes et ferranes constituant la majeure partie du plasma en dehors des plages brun sombre) avec en outre le long des grandes tubulures horizontales et verticales d'épais ferranes constitués de goethite (1 à 2 mm d'épaisseur), à structure très litée, contenant de très fins grains de quartz (parfois plus nombreux dans les couches externes : Pl. III, 4) souvent orientés dans le sens des lits.

Interprétation.

Le cuirassement est consécutif à une forte mobilisation du plasma, encore plus accentuée dans la carapace feuilletée, caractérisée par la formation d'une pellicule goethitique le long des grandes tubulures. La structure de ces pellicules atteste des mouvements obliques de l'eau (orientation des fins grains du squelette).

Le "lavage" consiste bien en une simple érosion mécanique (sans dissolution du fer) des anciens remplissages tubulaires, avec dépôt, sur les planchers des tubulures, de sables très fins, de limons parfois accompagnés d'une décantation argileuse.

Dans la carapace feuilletée, les plages à structure d'isaltérite montrent que *le cuirassement s'est réalisé dans une arène kaolinique formée en milieu lessivant oxydant, lors d'une phase pédogénétique ultérieure.*

3. Les horizons vertiques.

- a. un horizon argileux à caractères vertiques typiques (BK 13.10 du profil BK 13).

Le squelette, peu abondant, est surtout constitué de quartz avec : un peu de microcline peu altéré (aspect sale) ou moyennement altéré (clivages envahis par un plasma brun clair), des plagioclases rares (quelques gros grains fortement séricitisés par plages), des biotites assez nombreuses, souvent brun sombre figées avec parfois un écartement des feuillets, ou peu altérées (diminution du pléochroïsme), quelques petites vermiculites et épidotes.

Le plasma est très abondant, brun clair à plages diffuses plus foncées, bimasépiques ou à tendance bimasépique incolore en LR. De nombreux vides mamelonnés, interconnectés, tendent à former un réseau. Ils ne montrent pas de cutanes. Cependant, quelques cavités plus larges, et les chenaux associés sont remplis d'argilanes brun pâle.

Dans l'horizon argileux du profil BK 20 (BK 20.8, à carapaces vertiques beaucoup moins accentuées), le plasma, beaucoup plus mobile, est vosépique (très nombreux argilanes brun pâle formant de grandes plages). Il est brun voilé de brun foncé avec des plages de décoloration brun pâle. Les biotites brun sombre figées sont assez nombreuses.

- b. Un horizon argilo-sableux à tendance verticale (BK 7.10 : 256-280 cm, du profil BK 7).

On a un altéroplasma dans lequel les vides sont cependant remplis d'argilanes bruns à structure concentrique. Les plagioclases sont très abondants, en gros cristaux plus ou moins séricitisés, avec des plages de plasma kaolinique argilasépique. Le microcline, peu abondant, est seulement un peu fissuré. La biotite est souvent complètement kaolinisée (avec encore des plages à faciès de muscovite), parfois moyennement décolorée avec des plages brun sombre figées plus ou moins importantes et des plages kaolinisées, parfois brun sombre figée. Les plages d'altération d'amphiboles (plasma argilasépique smectitique brun jaune en LN, avec quelques petites plages cristiques) ne sont identifiables que par la présence d'un plasma brun sombre, tendant à former un réseau inachevé évoquant des clivages d'amphiboles. Le passage de la lame mince aux RX montre de la kaolinite, des micas, des interstratifiés (10 - 14 V ou M) et (14 M - 14 V), des minéraux de type (14 M ou 14 V), des plagioclases et du quartz.

- c. Interprétation.

L'argile verticale typique (BK 13) ne montre qu'une très faible mobilisation du plasma, tandis que les faciès d'altération des minéraux indiquent une ancienne altération kaolinique, comme dans l'horizon argileux à caractères moins verticaux du profil BK 20. Dans ce dernier, la plus grande mobilité du plasma est imputable à une action plus forte des processus qui ont engendré le cuirassement, et l'évolution est la même que dans l'horizon bigarré du profil KY 25 (toposéquence de Yerma). La décoloration est due à des processus d'hydromorphie actuelle (en Août 1974, la nappe était à 90 cm, c'est-à-dire dans la carapace). L'altération kaolinique a été plus poussée que dans le profil BK 13 ; la biotite est kaolinisée avant les vermiculites dérivées des amphiboles, et alors que les plagioclases sont seulement partiellement séricitisés. C'est une inversion de l'échelle d'altération dont on reviendra sur les causes.

4. Les arènes.

- a. Le profil BK 13 (sur migmatite mésocrate à amphibole et biotite).

Dans la roche massive très faiblement altérée (13.20 b : 600-630 cm, la biotite montre parfois un léger écartement des feuillets ; le plagioclase perd sa limpidité le long des clivages ; l'amphibole, très abondante est parfois déjà altérée en un plasma brunâtre argilasépique polarisant en jaune orangé (smectites ou/et vermiculite).

Jusque dans l'arène argilo-limoneuse (BK 13.15 : 370-390 cm), la biotite ne montre d'autre évolution qu'un écartement un peu plus fréquent des feuillets avec une légère diminution du pléochroïsme, la présence de quelques clivages soulignés par un plasma brun foncé. Les

plagioclases n'évoluent aussi que très lentement, et, en BK 13.15, leur altération est à peine plus avancée qu'en BK 13.20 b. Ils sont fissurés et leurs fissures sont remplies d'un plasma brunâtre en LN. On n'observe pas de séricitisation. Par contre, les plages brunâtres dérivées de l'altération des amphiboles gagnent en importance à mesure que l'on monte dans le profil. En BK 13.15, elles sont très dominantes, mais comportent encore des îlots d'amphiboles vertes non altérées. Les clivages y sont souvent très discernables et le plasma argilasépique montrent des plages cristiques jaune orangé en LP, plus ou moins nombreuses et plus ou moins grandes.

b. Variations par rapport à BK13.

- Les arènes sous-jacentes aux horizons à tendance verticale.

Dans le profil BK 15, la migmatite leucocrate altérée à la base du profil (BK 15.11 : 180 - 200 cm) montre des amphiboles pseudomorphosées par le fer (plasma brun sombre).

Dans la partie inférieure de l'arène de migmatite leucocrate du profil BK20 (BK 20.17 : 510 - 530 cm), les amphiboles sont peu abondantes et montrent la même altération qu'en BK 15.11 (plasma brun sombre en LN, brun noirâtre en LR). La biotite est un peu décolorée et présente une diminution du pléochroïsme et de nombreux clivages épaissis par un plasma brun foncé en LN, rouge en LR et représentant alors 50 à 75 % du cristal. Le plagioclase a perdu sa limpidité, et est fréquemment séricitisé (séricite souvent grosse, notamment au voisinage des biotites). Le microcline est fissuré. Lorsque le grain est grossier (20.16 : 460 - 480 cm), l'amphibole est plus fréquente et donne un plasma brun jaune argilasépique (jaune orangé) à très nombreuses plages cristiques (vermiculite ou micas) avec des îlots d'amphibole saine. La biotite est décolorée (brun jaune - brun pâle à incolore) avec un peu de plasma brun foncé le long des clivages, et des plages kaolinisées. Les plagioclases donnent un plasma kaolinique argilasépique criblé de séricites.

A la partie supérieure de l'arène (20.11 : 270 - 290 cm), le faciès d'altération des amphiboles reste le même, mais les îlots sains sont moins fréquents et les plages cristiques (jaune orangé en LP) parfois très dominantes. On y observe, en outre, de nombreuses cavités de dissolution comme en KY3, et quelques amphiboles pseudomorphosées par un plasma brun sombre.

En BK7, la partie inférieure de l'arène (7.14 : 450 - 470 cm), montre une migmatite incomplète des minéraux : biotite chloritisée digérant par endroits des feldspaths et parfois digérée partiellement par la hornblende instable. Dans les masses de plasma brun sombre qui entourent certaines biotites, on observe des amphiboles qui semblent s'y individualiser.

- Les arènes sous-jacentes aux horizons bigarrés ou tachetés.

Dans le profil BK32 (faciès mésocrate à pendage subvertical), sans niveau de pegmatite, l'arène limono-argileuse montre des amphiboles complètement kaolinisées, de la biotite abondante, constituée de feuillet brun sombre figés et de feuillet décolorés (brun clair - brun pâle) partiellement kaolinisés, avec parfois, à une extrémité, un faciès balai à franges kaolinisées.

c. Interprétation.

En BK 13, sous le niveau de pegmatite le plus développé et sous l'argile verticale typique, l'altération porte uniquement sur les amphiboles, de la roche massive à l'arène argilo-limoneuse. L'analyse chimique (triacide + analyse du résidu) confirme ces observations (tableau n° 21). On ne retrouve pas les biotites oxydées, pseudomorphosées par le fer. Les arènes n'ont pas été affectées par l'altération

Tableau n° 21 : variations de la teneur en minéraux altérables de 13.20 à 13.15.

cm	roche massive non altérée	arène limono-argileuse : 590-430 cm				arène argilo-limoneuse
	13.20:630-650	13.19	13.18	13.17	13.16	13.15:370-390
MgO insoluble (amphibole)	1.24	0.44	0.13	0.15	0.15	0.11
CaO insoluble (amphi.+ plagio.)	4.38	2.62	2.02	2.02	1.88	2.08
Na ₂ O insoluble (plagioclase)	3.20	3.26	2.70	2.87	2.74	2.91
K ₂ O soluble (micas)		1.16	1.10	1.27	1.16	0.82

kaolinique. En BK20, sous un niveau pegmatitique moins développé, l'altération kaolinique pénètre beaucoup plus profondément, mais l'évolution des amphiboles n'atteint pas le stade kaolinite (on en reste au stade vermiculite + micas). En BK32, sans niveau pegmatitique, la kaolinisation des amphiboles et des plagioclases est totale, celle des biotites est bien avancée, et les faciès d'altération attestent un milieu lessivant-oxydant. *L'action des niveaux pegmatitiques (associée probablement à une texture plus massive de la roche) consiste en un étagement plus grand des stades d'altération kaolinique, et même, comme en BK 13, en un arrêt rapide du front d'altération kaolinique.*

En BK7, il s'agit d'une migmatite qui montre deux générations de minéraux, les uns instables en voie de digestion (biotite surtout, et feldspaths), les autres stables et néoformés (amphiboles). Cela explique l'inversion de l'échelle d'altérabilité des minéraux dans l'horizon argilo-sableux sus-jacent (instabilité de la biotite par rapport aux amphiboles).

C. L'étude minéralogique.

1. La partie supérieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (BK7 à BK15).

a. La partie supérieure des profils (A₁ au niveau pegmatitique)

(1) Les fractions argileuses.

Le tableau n° 22 résume la composition minéralogique des fractions argileuses, déterminée par diffraction des rayons X.

Sur toute l'épaisseur des horizons supérieurs meubles, et le plus souvent jusqu'au niveau pegmatitique, on n'observe pas de variation de la composition minéralogique. Les seules exceptions concernent :

- le profil BK14 qui montre un horizon à nodules ferrugineux, nettement moins riche en minéraux 2/1 que la carapace et les horizons supérieurs meubles sus-jacents ;

- le profil BK13 dans lequel les interstratifiés disparaissent complètement dans l'horizon gravillonnaire sous-jacent à AB (BK 13.6), alors qu'ils réapparaissent dans la carapace sous-jacente (en petites quantités et très irréguliers dans la partie supérieure, moins irréguliers dans la partie inférieure).

Tableau n° 22. Analyse minéralogique par diffraction des RX des fractions argileuses sur le tronçon supérieur de la pente (parties supérieures des profils : A1 au niveau pegmatitique sauf indications spécifiques).

Minéraux argileux profils d'amont en aval	Kaolinite	Illite	Illite ouverte	Interstratifié flous	(10-14 M)M ou (14V-14M)	Montmorillonite
B K 7	80	10			10	
B K 6	95	5				
B K 1	100		traces		traces	
B K 8	80		10		10.	
B K 11	80		20			
B K 13						
A1 à A22	70-75	5-10			15-20	
AB	60	15			25	
B3 (sous-jacent à AB)	75	25				
carapace	75	10			15	
niveau pegmatitique	70	5			25	
B K 14						
A1 à la carapace	60		20		20	
horizon à nodules sous-jacent	80		10			10
B K 15	80		10	10		
niveau pegmatitique	80	10			10	

On n'observe pas non plus de variations latérales significatives.

La kaolinite, constituant essentiel des fractions argileuses, est tantôt de type fire-clay (profil BK6, où le désordre ne commence à diminuer qu'à la partie inférieure de la carapace : fig. 46, tantôt moins désordonnée (profil BK13).

Pour déterminer l'incidence des processus de lavage, des prélèvements ont été effectués dans les poches bouillantes du niveau à nodules ferrugineux du profil BK14. On n'y constate pas de modification de la composition minéralogique par rapport aux horizons non affectés par les processus de lavage (60 % de kaolinite, 20 % d'illite ouverte, 20 % d'interstratifiés gonflants). Il en est de même en BK6 (où l'on constate cependant une diminution du degré de désordre de la kaolinite dans les zones lavées) et en BK 11.

(2) Les fractions granulométriques grossières (limons et sables).

L'étude a été faite sur le profil BK6. Le quartz est le constituant essentiel de l'ensemble de ces fractions. Les teneurs en kaolinite sont très faibles dans les limons fins, réduites à des traces ou nulles dans les autres fractions. Celles des micas sont limitées à des traces dans les limons fins (avec une quantité un peu plus élevée dans la zone lavée de la carapace). Elles sont nulles dans les autres fractions granulométriques des horizons supérieurs meubles, et limitées à des traces dans celles de la carapace.

Les plagioclases existent en faible quantité en A₁ (où ils sont accompagnés d'un peu d'amphiboles) et en B₁.

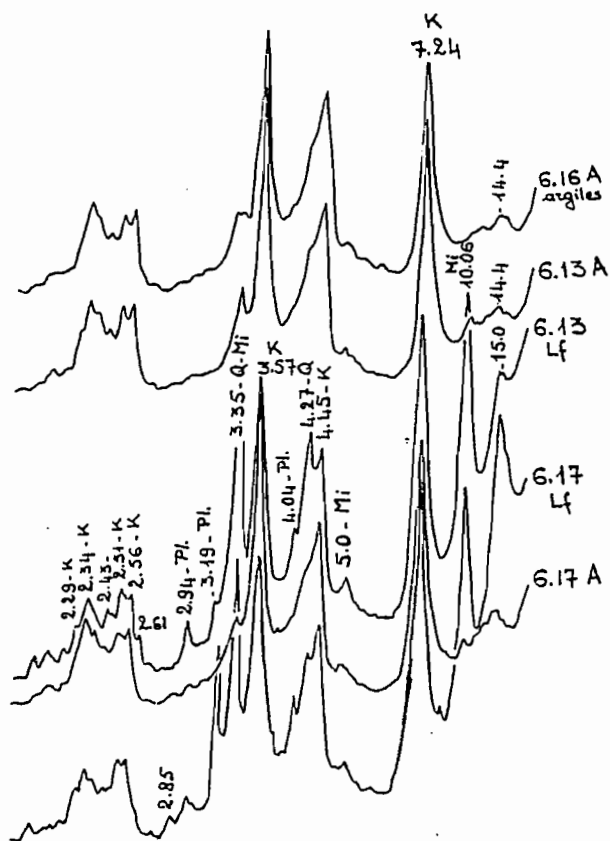
Le microcline est constamment présent dans toutes les fractions granulométriques. Le tableau n° 23 donne sa répartition dans celles-ci.

Tableau n° 23. Partie supérieure du profil BK6. Répartition du microcline dans les différentes fractions granulométriques (d'après les diffractogrammes de RX).

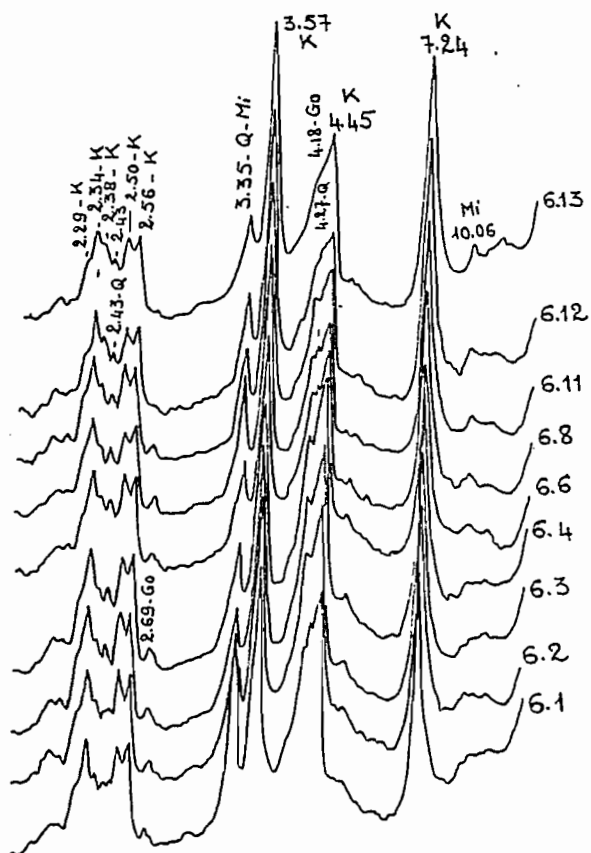
cm	A1 6.1: 0-13	A2 6.2: 16-30	B1 6.3: 30-45	B1 6.4: 49-60	B2 6.6: 73-81	carapace 6.7: 95-120	carapace 6.8: 155-175	hor. pegmatitique 6.10: 200-220
Limons fins	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces
Limons grossiers	+	+	+	+				
Sables fins	++	+	++	++	++	++	++	++++
Sables grossiers	+	+++	++++	++	+	traces	+	+++

teneurs : + faibles ; ++ moyennes ; +++ assez bonnes ; ++++ bonnes.

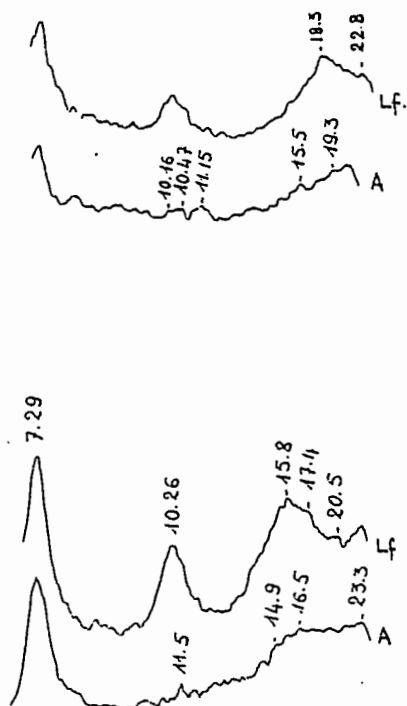
b. fractions argileuses (A)
et limons fins (Lf) (poudre)



a. fraction argileuse
(poudre)



d. 6.17 (arène compacte) : comparaison
des fractions argileuses et limons fins (Lf),
(agrégats orientés)



c. fractions argileuses agrégats
orientés
normal - glycérolé - chauffé à 500°C

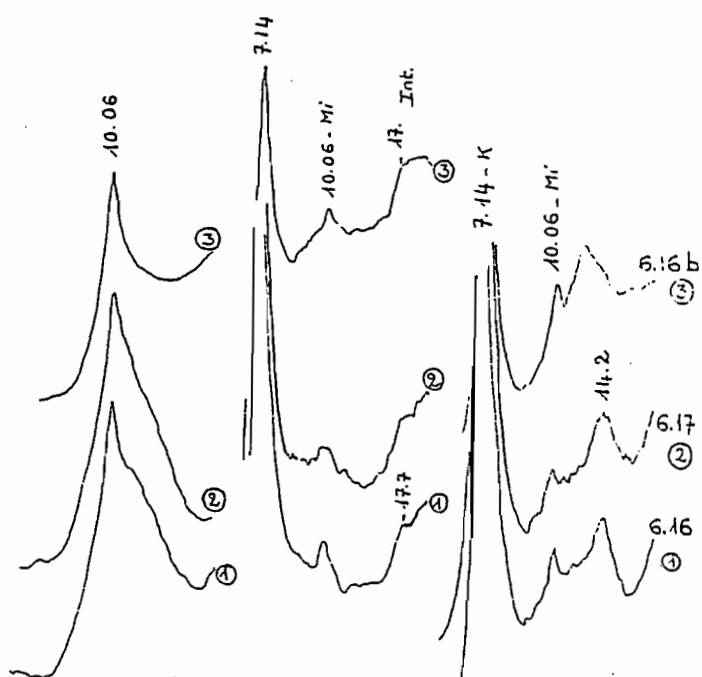


Fig. 46 - Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses et limons fins du profil BK6.

(3) La terre totale.

L'étude a été faite sur le profil BK13. La figure n° 47 montre les diffractogrammes de RX et le tableau n° 24 résume la composition des matériaux (on a jugé inutile d'y faire figurer le quartz qui reste le constituant essentiel à tous les échantillons). Des traces de calcite sont associées aux plagioclases (une simple attaque HCl concentré à chaud, provoque une forte diminution des raies à 3.21 Å et 3.03 Å, une disparition de la raie à 4.04 Å) dont la teneur est égale à celle du microcline en A₂₁. Comme dans les fractions argileuses, les interstratifiés disparaissent dans les horizons B₃ où la goéthite, assez abondante, apparaît, tandis que le quartz voit sa teneur diminuer. En B₃, l'échantillon Ouest (13.5) se distingue de l'échantillon Est (13.6) par la disparition totale des plagioclases, presque totale du microcline et une teneur en kaolinite un peu plus forte.

Tableau n° 24. Partie supérieure du profil BK13. Analyse minéralogique de terre totale par diffraction de RX (le quartz, constituant essentiel de tous les échantillons ne figure pas sur le tableau).

	13.1 : A1	13.2 : A21	13.3 : A22	B3* gravillonnaire	
				13.6:50-65cm	13.5:100-115cm
Interstratifiés gonflants	+	+	+	0	0
Kaolinite	traces	traces	traces	+	+
Goéthite	0	0	0	+++	+++
Microcline	+	+	+	légères traces	+
Plagioclase	traces	+	traces	0	traces
Calcite	traces légères	traces	traces légères	0	0

- : teneurs faibles +++ : assez bonnes teneurs.

- B3 gravillonnaire : 13.6 et 13.5 sont prélevés immédiatement sous AB, l'un (13.6) sur la face Ouest de la fosse où l'ensemble d'horizons A est réduit à 47 cm, et l'autre (13.5) sur la face Est, avec un ensemble d'horizons A1 à AB de 95 cm d'épaisseur.

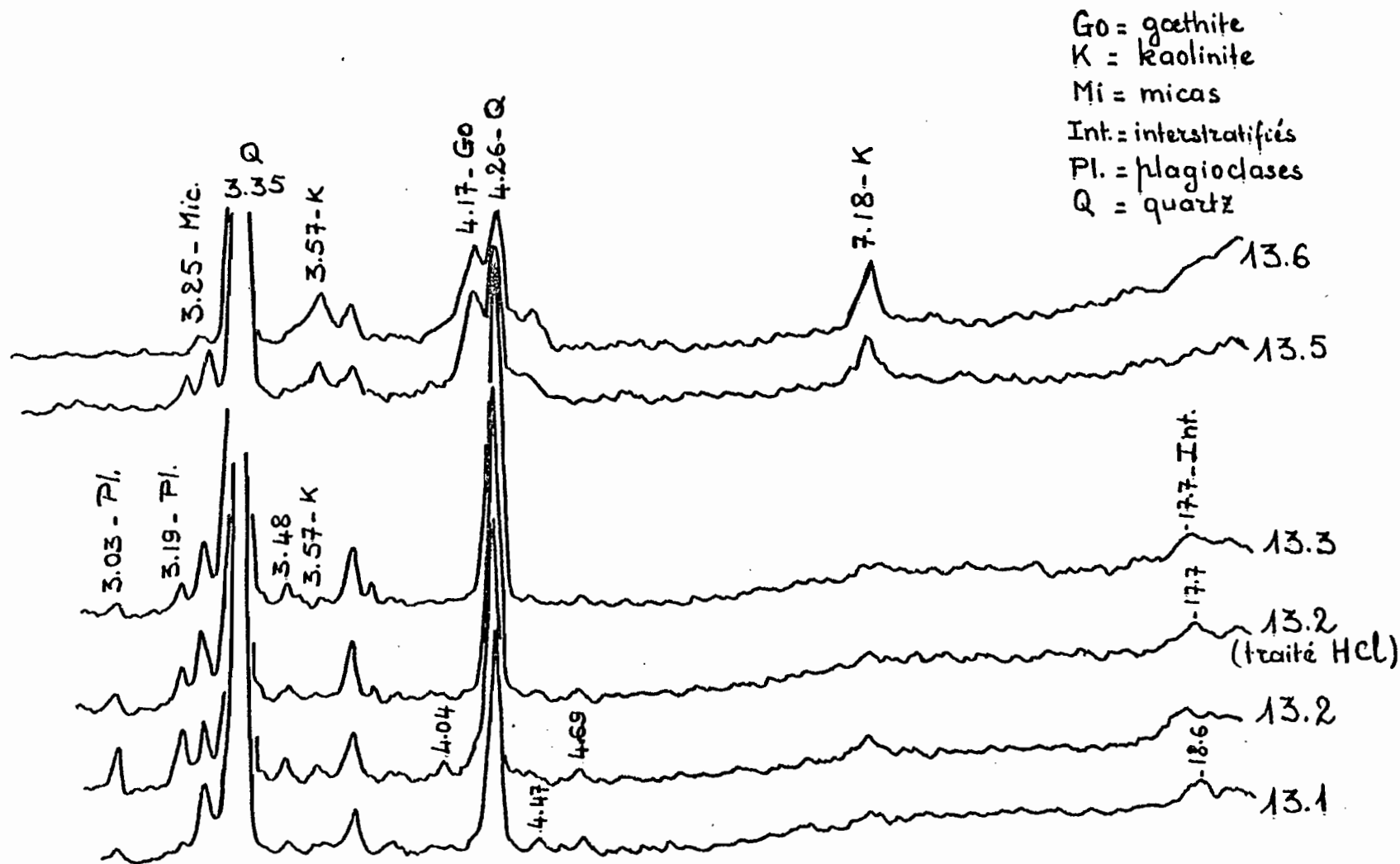


Fig. 47 - Diffractogrammes de rayons X de terre totale du profil BK 13 (partie supérieure)

(4) Les interprétations.

Variations de la composition des fractions argileuses.

L'évolution de la composition minéralogique des fractions argileuses le long du profil suggère une homogénéité du complexe d'altération de la surface jusque dans les niveaux pegmatitiques. Cela n'est pas confirmé par l'analyse chimique (triacide + analyse du résidu) : les exemples sont nombreux, et il n'y a que dans le profil BK13 que les teneurs assez fortes en minéraux 2/1 (de l'ordre de 30 %) coïncident avec des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ assez élevés (3.09 à 2.56 de A₁ à AB). L'abaissement de ce rapport en B₃ (1.89 et 1.94) coïncide avec la disparition des interstratifiés.

Dans l'ensemble, la composition minéralogique des fractions argileuses (extraites de la terre fine) traduit donc mal les variations du complexe d'altération de la terre totale. Dans les horizons indurés, le phénomène est imputable à l'évolution polygénique dont les matériaux les plus fortement altérés (phase d'évolution ferrallitique) sont localisés dans les phases indurées. C'est ce que montre l'étude des relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage (KALOGA, 1976). On constate toujours, dans les horizons indurés, un net décalage entre les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des terres fines et ceux des matériaux indurés.

L'ouverture des micas, les proportions d'interstratifiés gonflants par rapport aux micas, sont indépendantes de la position topographique et des manifestations de l'hydromorphie actuelle ; il s'agit de caractères hérités. Il en est de même des caractères cristallographiques de la kaolinite.

L'influence des processus de lavage se limite bien, comme l'implique leur définition, à une simple action mécanique.

La composition des fractions grossières.

Elle montre que le résidu d'altération est presque exclusivement constitué de quartz et de microcline. La répartition de ce dernier dans les différentes fractions granulométriques montre que son altération ne se poursuit plus aujourd'hui (incapacité des fractions les plus grossières à nourrir des fractions plus fines). Sa répartition le long du profil, ainsi que celle des traces de plagioclases suggèrent : une hétérogénéité dans l'origine des matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles, et une altération très poussée dans la carapace (confirmée par l'analyse chimique).

Dans les horizons supérieurs meubles, la disparition totale ou presque des micas suppose une altération plus poussée que ne le montrent les proportions de microcline.

La composition de la terre totale.

Les proportions relatives du microcline et des plagioclases, celles des interstratifiés gonflants et du microcline, les différences entre les échantillons B₃ (13.5 et 13.6), indiquent qu'il ne s'agit pas du résultat d'une évolution *in situ*, mais d'un mélange de matériaux d'origines différentes : *les matériaux constitutifs des horizons*

A₁ à B₃ sont remaniés.

b. La partie inférieure des profils.

(1) Les horizons sur migmatite leucocrate à biotite et amphibole rares (profil BK1).

L'horizon à nodules ferrugineux sous-jacent à la carapace (1.9) est formé dans la partie supérieure du niveau pegmatitique, et est déjà graveleux. Ce dernier (graveleux et caillouteux, passe, sur la face Ouest de la fosse, à une altération plus poussée de la migmatite à grain grossier (horizon argilo-graveleux à nombreuses taches rouille et quelques nodules noirs : échantillon 1.15). Sur les autres faces, il passe directement à une "arène" compacte (migmatite altérée à fentes de retrait engendrant une structure prismatique : 1.12 à 1.13). Il est soumis, comme l'horizon à nodules, à d'intenses processus de lavage.

L'observation micromorphologique montre qu'en 1.15, les plagioclases sont complètement altérés (plasma kaolinique argilasépique), les biotites à faciès brun sombre figé totalement ou partiellement, les amphiboles non identifiables (plasma très mobile vosquelsépique) ou pseudomorphosées par un plasma brun sombre), le microcline légèrement altéré (clivages épaissis).

Le tableau n° 25 donne la composition minéralogique de la fraction argileuse. Les proportions de minéraux 2/1, stables de 1.9 à 1.12, et en 1.15, augmentent brusquement en 1.13 parce que l'altération n'intéresse alors probablement que les amphiboles (influence négligeable de l'altération kaolinique).

(2) Les horizons sur migmatite leucocrate à biotite et amphibole (profil BK6).

Le plupart des prélèvements sont faits sur la face Ouest de la fosse, où l'horizon argileux à structure prismatique et à tendance verticale (BK 6.12 et 6.13) butte à sa base sur une très large passée de pegmatite (BK 6.14) dans laquelle on observe des plages argileuses à structure colonnaire, et des passées d'arène mésocrate (BK6.16 b). Sur les autres faces, il passe à l'"arène" compacte de migmatite à grain grossier altérée, à structure prismatique (BK 6.16 et 6.17).

Le tableau n° 25 donne la composition des fractions argileuses. Les minéraux gonflants ont un comportement d'interstratifiés (14 M - 14 V) et (14 M - 14 V - 10). La kaolinite est désordonnée sauf dans le niveau de pegmatite (6.14) où elle est très bien ordonnée. Le désordre est moins grand de 6.10 à 6.13. Il augmente dans l'arène compacte (6.16 et 6.17).

Les fractions limons fins (fig. 46) montrent par rapport aux fractions argileuses :

- dans le niveau pegmatitique (6.10 et 6.11), une augmentation de la teneur en micas (séricite-illite) plus importante à la base, une diminution de celle de la kaolinite (qui reste importante), l'apparition du quartz (en quantité importante) et d'un peu de microcline ;

Tableau n° 25. Analyse minéralogique des fractions argileuses par diffraction des rayons X.

Partie inférieure du profil BK 1

	BI et carapace	horizon à nodules 1.9 (165-190 cm)	arène 1.12 (240-255cm)	compacte 1.13 (280-300 cm)	h. argilo-graveleux à taches : 1.15 (255-275 cm)
Kaolinite	10	80	80	40	80
Illite ouverte (10-14M) M	traces	10	10	20	10
Montmorillonite	traces	10	10	40	10

Partie inférieure du profil BK 6

	partie sup. 6.1 à 6.9	niveau pegmatique		horizon argileux		arène	compacte	passée de pegmatite	de pegmatite
		6.10 (200-220cm)	6.11 (226-248cm)	6.12 (256-268cm)	6.13 (285-308cm)	6.16 (280-300cm)	6.17 (340-360cm)	pegmatite 6.14 (325-350cm)	poche d'arène mésocrate 6.16b (410 cm)
Kaolinite	95-100	90-95	90-95	90-95	90-95	80-85	75-80	95-100	50-55
Illite	≤ 5	5-10	5-10	5-10	5-10	≤ 5	5-10	< 5	5
Minéraux gonflants						5-10	10-15		40-45

- dans l'horizon argileux et l'arène compacte (6.13, 6.16 et 6.17), une kaolinite aussi abondante à fortes intensités des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl) des teneurs en interstratifiés gonflants beaucoup plus élevées et qui augmentent nettement de 6.13 à 6.17 où elles sont bien plus importantes que celles de la kaolinite. En outre, on observe en 6.17, un peu de plagioclases et des traces d'amphiboles.

Dans les fractions sables fins du niveau pegmatitique (6.10 et 6.11), quartz et microcline sont les constituants essentiels. A la partie inférieure de l'horizon argileux (6.13), les plagioclases apparaissent en quantité importante (supérieure à celle du microcline); alors qu'il n'en existe que des traces dans la fraction limons fins. Ils deviennent très importants en 6.17 (arène compacte) où ils sont accompagnés d'une proportion notable d'amphiboles. Les micas sont assez importants dans l'horizon argileux et dans l'arène compacte.

Les fractions sables grossiers se distinguent des sables fins :

- dans l'horizon pegmatitique par une teneur en microcline plus faible en 6.11, un peu plus élevée en 6.12 et la disparition des plagioclases ;
- dans l'horizon argileux (6.13) par une forte diminution de la teneur en micas et une forte augmentation de celle du quartz ;
- dans l'arène compacte par une augmentation de la teneur en quartz, une diminution de celle des micas, une forte diminution de celle des amphiboles.

Interprétation.

Comme dans le profil KY3 (toposéquence de Yerma), la répartition des plagioclases dans les différentes fractions granulométriques montre que leur altération ne se poursuit plus aujourd'hui.

Les minéraux gonflants sont localisés principalement dans les limons fins, avec des micas (type séricite) et de la kaolinite dérivée de feuilletés micacés : ils proviendraient de vermiculites issues des amphiboles, et dont une partie a déjà évolué en kaolinite.

L'observation micromorphologique de "l'arène" compacte (6.16) montre une évolution semblable à celle des arènes à minéraux gonflants du profil KY25 (Zone V de la toposéquence de Yerma).

En conclusion, l'étude des profils BK 1 et 6 montre que les proportions des minéraux gonflants dépendent de l'intensité de l'ancienne altération kaolinique (celle-ci commande l'altération des plagioclases, qui ne donnent que de la kaolinite, et le taux de transformation des amphiboles en kaolinite) et de la proportion d'amphiboles de la roche mère.

Amp = amphiboles
 MG = minéraux gonflants
 Mi = micas
 K = kaolinite
 Pl = plagioclases
 V = vermiculite

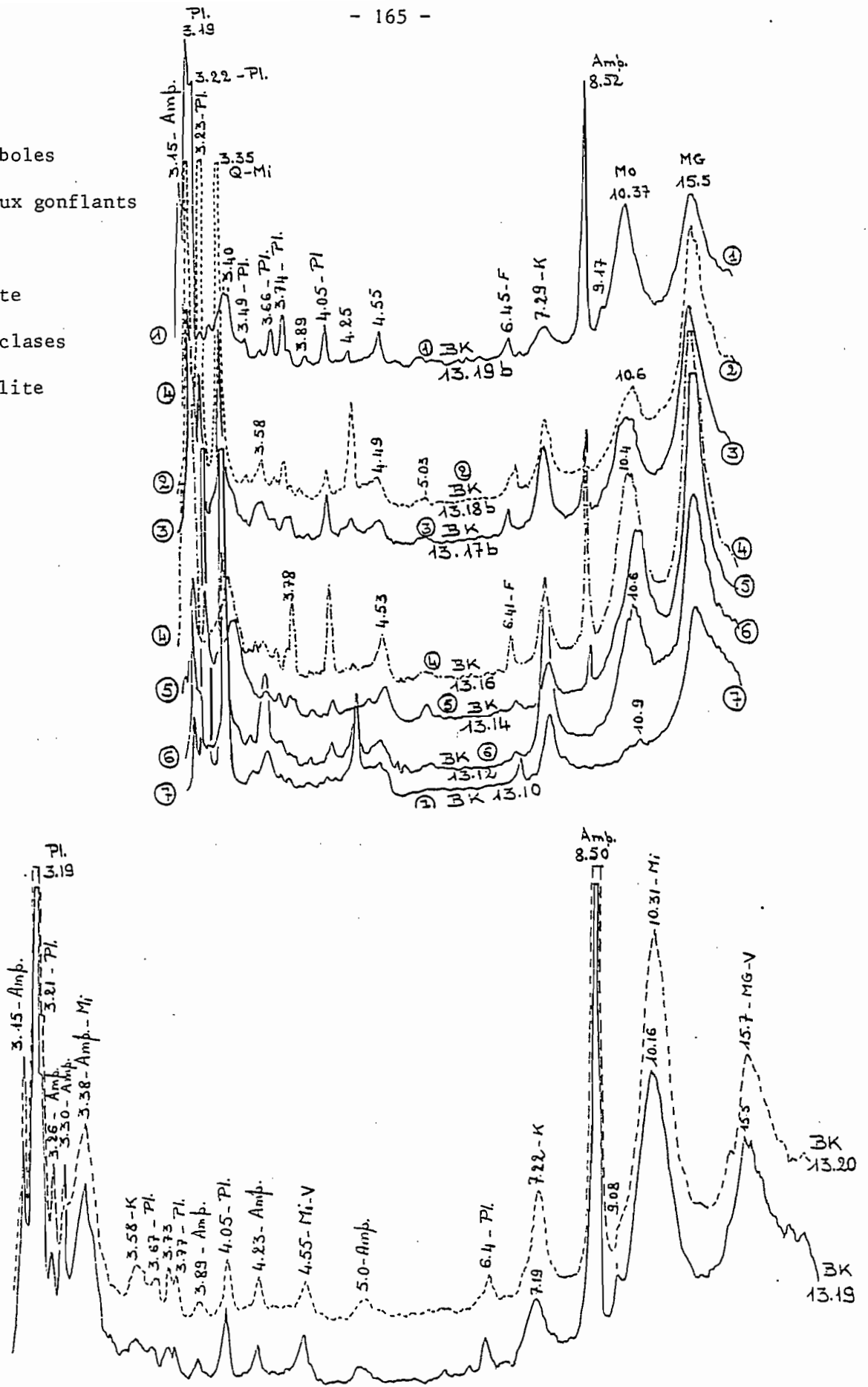


Fig. 48 - Diffractogrammes de rayons X de la partie inférieure du profil BK 13 (terre totale, diagrammes de poudre).

(3) Les horizons sur migmatite mésocrate à amphiboles et biotite (profil BK 13).

Etude de la terre totale par diffraction des rayons X (fig. 48).

Dans la roche massive (13.20 : 630-650 cm) et dans la partie inférieure de l'arène limono-argileuse (13.19 : 590-610 cm), amphiboles (dominantes), biotite, plagioclases et smectites (ou vermiculite) sont les constituants essentiels, accompagnés de traces de kaolinite. Smectites (ou vermiculite) et amphiboles restent dans les mêmes proportions de 13.20 à 13.19. Vers le sommet de l'arène limono-argileuse (13.16 : 430-450 cm), il y a une forte augmentation de la teneur en minéraux 14 M ou/et V, une forte diminution de celle des amphiboles. Celle de la biotite (qui montre un début d'ouverture, 10.37 Å) ne varie pas de manière significative. Celle des plagioclases augmente (variation de faciès ou accumulation relative), tandis que celle de la kaolinite reste inchangée.

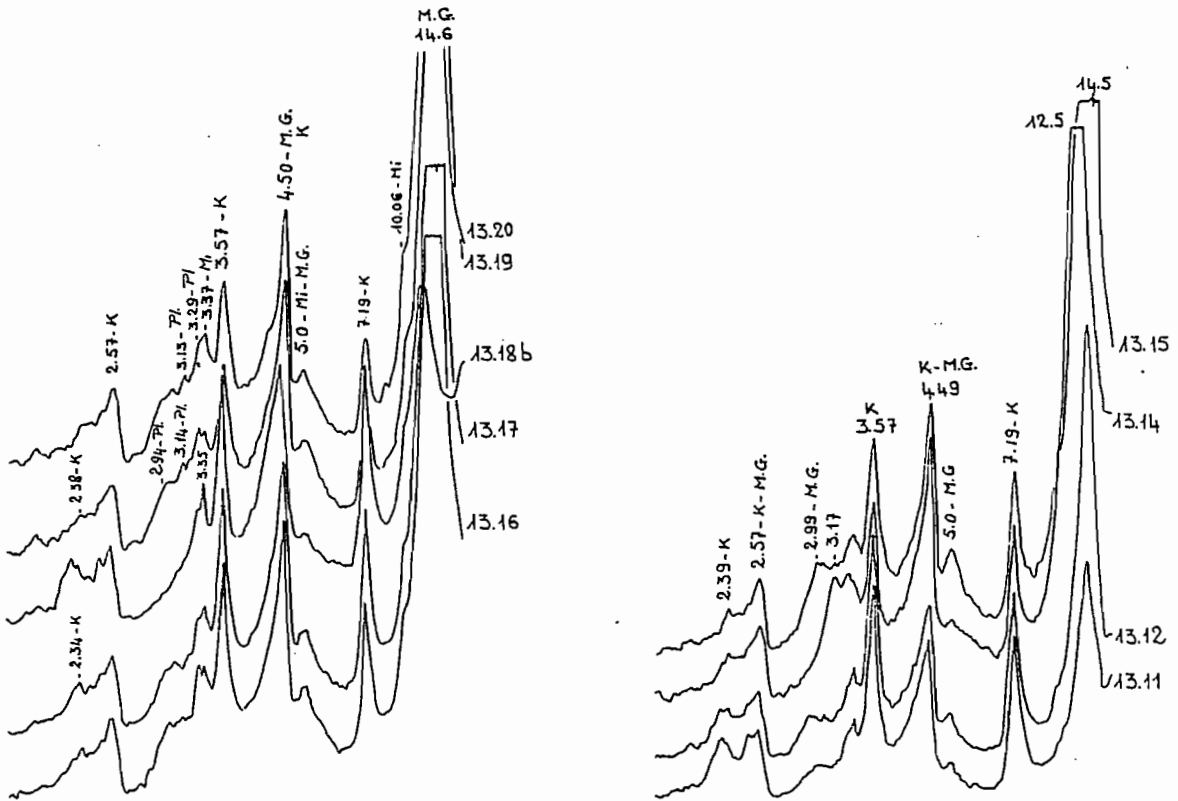
L'augmentation de la teneur des minéraux 14 M ou/et V se poursuit dans l'arène argilo-limoneuse (275-400 cm). En 13.14 (320-340 cm), il ne subsiste plus qu'un peu d'amphiboles, alors que la proportion de biotite reste sensiblement identique (compte tenu de l'ouverture plus poussée 10.69 à 10.98 Å). Le plagioclase est également moins abondant, mais sans augmentation de la teneur en kaolinite (il s'agit en fait d'une variation de faciès (roche mère plus pauvre en plagioclases : rapport TiO_2/Al_2O_3 nettement plus élevée en 13.14 qu'en 13.16, 6.1 contre 4.7)).

Au sommet de l'arène argilo-limoneuse (13.12 : 290-308 cm) l'amphibole a pratiquement disparu, les teneurs en minéraux 14 M ou/et V et en biotite (dont l'ouverture s'accroît : 11.4 Å) n'évoluent pas. Celle des plagioclases diminue. L'analyse chimique confirme cette baisse (Na_2O insoluble passe de 1.97 à 1.33 %, Al_2O_3 insoluble de 6.73 à 5.20 %) et pour la première fois, la teneur en kaolinite augmente. Mais il apparaît du quartz, alors les rapports TiO_2/Al_2O_3 et K_2O soluble/ TiO_2 restent identiques et indiquent des proportions identiques de ferro-magnésiens. Le quartz pourrait donc être d'origine secondaire, mais, à l'approche du niveau de pegmatite, il pourrait s'agir d'une injection aux dépens des feldspaths.

Au sommet de l'argile verticale (13.10 : 163-178 cm), la teneur en plagioclase est très faible (l'analyse triacide ne montre également que des traces de Na_2O insoluble, 0.36 %). Celles du microcline et du quartz sont importantes et associées à une variation de faciès pétrographique (passée plus acide) : nette diminution des rapports TiO_2/Al_2O_3 , Fe_2O_3/Al_2O_3 , de la teneur en Fe_2O_3 total. En même temps, celle des minéraux 14 M ou/et 14 V diminue, et ces dernières acquièrent des caractères d'interstratifiés. Les micas sont peu abondants et partiellement ouverts (10.26 à 10.92 Å). La kaolinite est plus abondante si l'on considère l'intensité de la réflexion (020) à 4.46 Å et non celle de la réflexion (001) à 7 Å.

Analyse et interprétation.

De la roche massive (13.20) à la partie supérieure de l'arène argilo-limoneuse (13.14), sur plus de 300 cm d'épaisseur, l'altération



a. diagramme de poudre

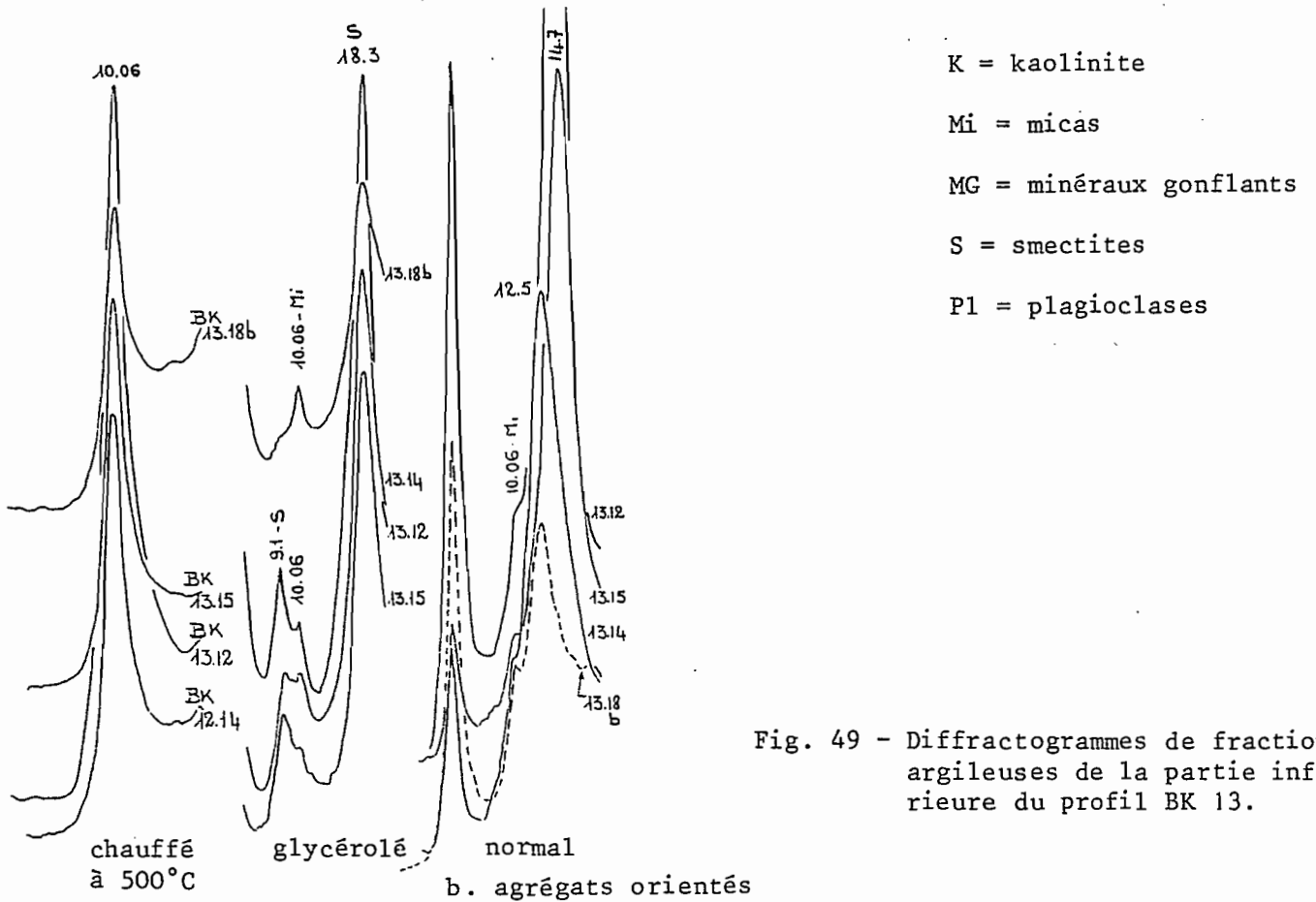


Fig. 49 - Diffractogrammes de fractions argileuses de la partie inférieure du profil BK 13.

affecte essentiellement les amphiboles et ne produit que des minéraux de type 14 M ou/et 14 V. Les plagioclases ne commencent à s'altérer qu'au sommet de l'arène argilo-limoneuse (13.12) et donnent de la kaolinite. Les minéraux de type 14 M ou/et 14 V sont exclusivement liés aux amphiboles. C'est ainsi que leurs proportions diminuent dans les passées moins riches en ferro-magnésiens, mais sans augmentation de celle de la kaolinite tant que les plagioclases ne sont pas altérés. Le tableau n° 26 montre, pour les matériaux où les amphiboles sont complètement (ou presque) altérées, que les teneurs en eau d'hydratation (liées aux minéraux gonflants) sont proportionnelles à celles des ferro-magnésiens (rapport TiO_2/Al_2O_3), c'est-à-dire à celles des amphiboles. Ainsi, de 13.20 à 13.10, le profil n'a pas été affecté par l'altération kaolinique, et l'étude micromorphologique le confirme. L'altération des plagioclases est par contre presque totale dans l'argile verticale, et est limitée à la zone affectée par l'ancienne altération kaolinique.

Tableau n° 26. Relations entre les teneurs en eau d'hydratation et le rapport TiO_2/Al_2O_3 dans la partie inférieure du profil BK13

échantillon prof. de prélèvement horizon	BK 13.10 163-178 cm argile verticale	13.11 230-250	13.12 290-308 "arène"	13.14 320-340 argilo-limoneuse	13.15 370-390	13.16 430-450 arène	13.17 500-520 limono	13.18 550-570 - argileuse	13.19 590-610	13.20 630-650 roche
TiO_2/Al_2O_3	5.0	4.70	5.9	6.1	4.7	5.4	5.3	5.1	4.7	6.1
$H_2O^- \%$	5.70	5.55	6.72	6.83	5.54	5.40	5.11	4.24	2.19	1.90

L'examen au MEB de l'arène limono-argileuse (13.18 b) montre la formation de kaolinite mal cristallisée à la surface des feldspaths (Pl. III,5), l'ouverture des micas avec formation d'un peu de montmorillonite sur les bords (Pl. III,6).

Les fractions argileuses (fig. 49).

De la roche massive à la partie inférieure de l'arène argilo-limoneuse (13.15 : 370-390 cm), les smectites sont les constituants essentiels (80 %) et leurs quantités restent pratiquement constantes, sauf dans les passées moins riches en ferro-magnésiens (où elles accusent une baisse sensible en valeur absolue, sans augmentation de celles de la kaolinite). Leur teneur s'abaisse dans la partie supérieure de l'arène argilo-limoneuse (13.14, où il n'y a pas d'augmentation de celle de la kaolinite) et plus nettement à son sommet (13.12, avec alors une augmentation de celle de la kaolinite). Ce phénomène s'accroît à la partie inférieure de l'argile verticale (13.11).

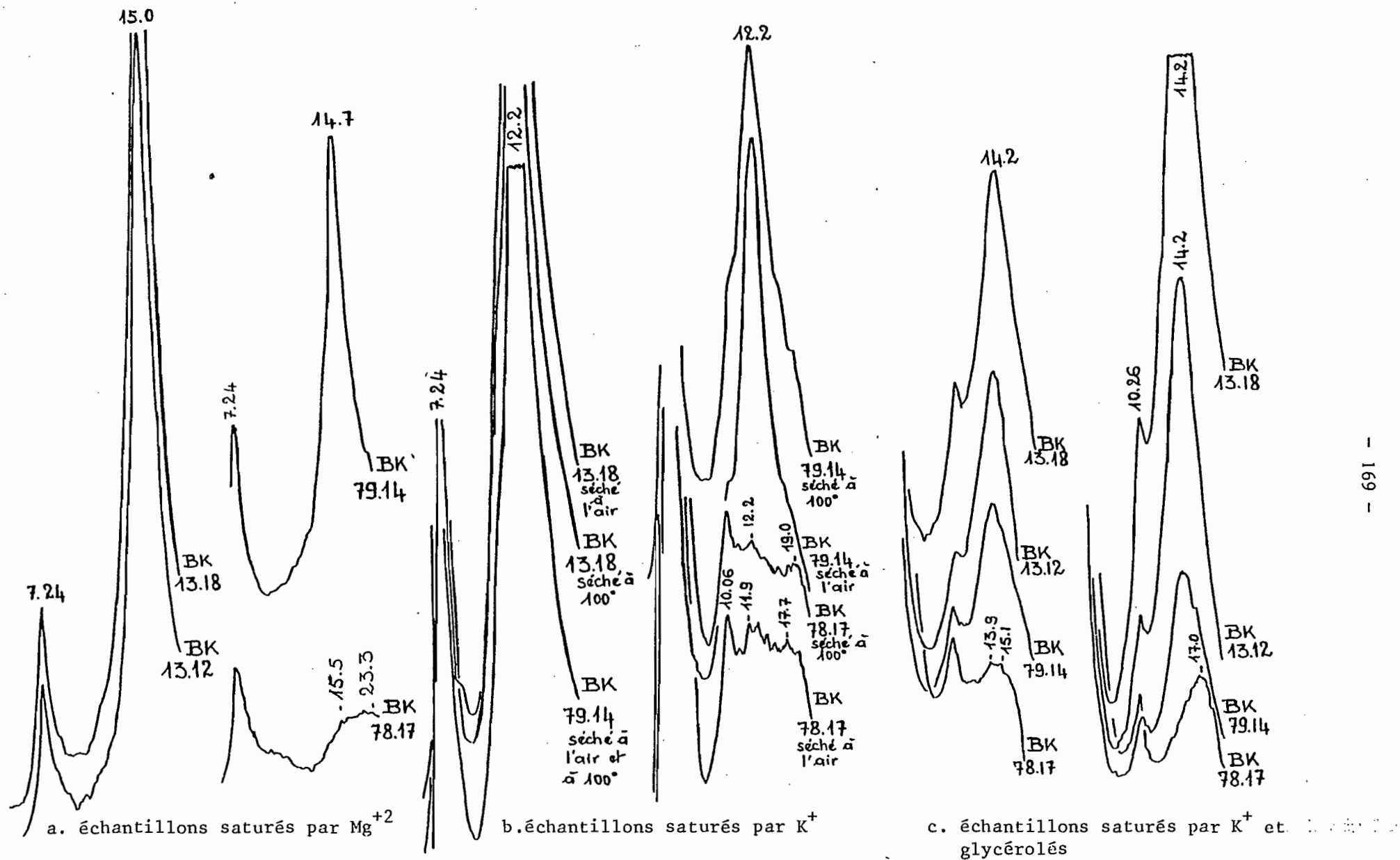


Fig. 50 - Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses des profils BK 13, BK 78 et BK 79 (agrégats orientés).

Il s'agit de smectites de transformation (cf. comportement des échantillons 13.12 à 13.18 saturés par K^+ , fig. 50.). Cependant les diffractogrammes plus étalés montrent que dans l'horizon argileux verticale (13.11), les smectites sont associés à des interstratifiés gonflants de type (14 M - 14 V) et (14 M - 14 V-10). A la partie supérieure de l'arène argilo-limoneuse, et surtout dans l'argile verticale, les fractions limons fins sont plus riches en smectites que les fractions argileuses et ne montrent pas d'interstratifiés gonflants.

Les proportions d'illites sont toujours faibles (5 à 10 %).

Interprétation.

Les variations des teneurs en minéraux gonflants des fractions argileuses sont parfois mal corrélées avec celles de la terre totale. A la partie supérieure de l'arène argilo-limoneuse, et surtout dans l'argile verticale, la localisation préférentielle de ces minéraux gonflants dans les limons fins montre que leur taille est plus grossière. La localisation exclusive des interstratifiés gonflants dans les fractions argileuses de l'horizon argileux verticale indiquent qu'ils sont associés aux effets de l'ancienne altération kaolinique (cf. étude micromorphologique), c'est-à-dire à une évolution des amphiboles en milieu lessivant-oxydant.

Tout le long des arènes, il s'agit de smectites de transformation. L'évolution des amphiboles pourrait donc se faire par l'intermédiaire d'une vermiculite transitoire, en l'absence d'une influence kaolinique.

2. La partie inférieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin (BK 16 à 27).

a. Le profil BK20 (migmatite leucocrate à biotite et amphibole).

Le niveau pegmatitique est moins grossier, d'épaisseur faible et irrégulière. Il passe à un horizon argilo-sableux à faible tendance verticale (20.8 : 174-194 cm), à plages d'arène, ou côté Sud, à un horizon argileux à grandes fentes de retrait (20.15 : 240-260 cm). L'arène leucocrate sableuse (20.12 à 20.17) contient, à partir de 480 cm et jusqu'à 620 cm, de grandes plages mésocrates moins altérées, massives, dures (20.18 : 580-600 cm). Au-delà de 620 cm, c'est la migmatite leucocrate tantôt friable (20.20 : 650-660 cm), tantôt massive et dure (20.19 : 630-650 cm). Le tableau n° 27 donne la composition minéralogique des fractions argileuses déterminée par diffraction des Rayons X, ainsi que le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 (solubles au triacide) de la terre totale.

Les fractions argileuses des horizons A_1 à B_2 montrent une kaolinite exclusive ou quasi exclusive, tandis que dans celles des horizons indurés et de l'horizon argileux à tendance verticale, les minéraux 2/1 (illites et interstratifiés gonflants) sont moyennement représentés. Dans les fractions argileuses des arènes, les minéraux gonflants sont plus abondants et il s'agit de montmorillonite. De 20.14 à 20.12, les proportions de ce minéral suivent celles des minéraux ferro-magnésiens de la roche mère (rapport TiO_2/Al_2O_3). Au sommet de l'arène, la diminution de la teneur en montmorillonite de la fraction

Tableau n° 27. Relations entre la composition chimique de la terre totale et la composition minéralogique de la fraction argileuse dans le profil BK20.

échantillon prof. prélèvement cm horizon	20.1 0-10 A1	20.3 35-50 B2	20.4 50-66 B2	20.5 110-130 carapace	20.7 145-165 h.à nodules ferrugineux	20.8 174-194 argile à tendance vertique	20.15 240-260	20.10 245-260 arène	20.12 320-340 arène	20.14 420-440 arène sableuse
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ (molécul.) de la fraction sol.	2.51	2.20	2.15	1.90	2.08	2.40		2.70	2.76	3.35
Al ₂ O ₃ insoluble Z	3.04	1.58	1.74	0.94	1.78	3.45		6.07	5.61	10.22
Na ₂ O insoluble Z	0.51	0.21	0.19	0.12	0.18	0.55		1.35	1.37	2.82
K ₂ O insoluble Z	2.26	1.32	1.45	0.74	1.46	1.88		1.89	1.97	2.33
CaO insoluble Z	0.14	0.05	0.05	0.03	0.04	0.27		0.61	0.70	1.51
Kaolinite } illite } fraction Interstratifiés } argileuse Montmorillonite }	90	100	100	70	70	70	70	60	45	50
	10	traces	traces	15	15	15	15	10	10	10
	0	0	0	15	15	15	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	20	30	45	40
K ₂ O sol./MgO total	1.06	1.06	1.22	1.33	1.03				0.56	0.48

argileuse ne peut être attribuée à la diminution de la proportion de minéraux ferro-magnésiens de la roche mère, ni à une altération plus poussée des plagioclases (qui augmenterait la teneur en kaolinite) ; elle doit donc être imputable à la localisation préférentielle de la montmorillonite dans les fractions granulométriques plus grossières.

Par contre, la baisse plus sensible de la teneur en minéraux gonflants en 20.8 (horizon argilo-sableux à tendance vertique) est imputable à l'altération presque complète des plagioclases (qui libèrent de la kaolinite), en même temps que les interstratifiés prennent le relai de la montmorillonite. *L'apparition des interstratifiés coïncide avec une brusque augmentation du rapport K₂O soluble/MgO total (lessivage plus accentué du MgO des ferro-magnésiens : évolution plus poussée de la biotite dans la filière kaolinique. Dans les arènes, les proportions relativement fortes de montmorillonite sont imputables à une altération portant principalement sur les amphiboles, les plagioclases n'étant que partiellement altérés, sous l'influence de l'ancienne altération kaolinique.*

b. Le profil BK 24 (migmatite hétérogène).

Il n'y a pas de niveau pegmatitique sous les horizons indurés. L'horizon argileux tacheté à nodules noires et rouges sous-jacent passe

directement à un horizon argileux tacheté à structure prismatique à cubique contenant cependant de nombreuses plages pegmatitiques graveleuses ou de migmatite leucocrate friable. L'arène sous-jacente est leucocrate sableuse, avec des passées surmicacées et des passées à grain très grossier.

La partie supérieure du profil est du type A₁-A₂-horizon gravillonnaire - carapace ferrugineuse.

La composition minéralogique de la fraction argileuse est la même dans les horizons A et dans la carapace (60 % de kaolinite, 20 % d'interstratifiés (10-14 M)-M) et 20 % d'illites. Leurs teneurs en minéraux 2/1 sont plus élevées que dans l'horizon tacheté à nodules et dans la partie supérieure de l'horizon argileux à structure prismatique (80 % de kaolinite, 10 % d'illites et 10 % d'interstratifiés (10-14 M)-M). Dans la partie inférieure de ce dernier, la composition minéralogique de la fraction argileuse est la même que dans les arènes (50 % de kaolinite, 10 % d'illites, 40 % de montmorillonite).

L'évolution des amphiboles est donc la même des arènes à la partie inférieure de l'horizon argileux à structure prismatique : l'examen micromorphologique de l'arène mésocrate montre des plages d'altération d'amphiboles brunes, avec parfois des clivages très distincts en LN, ou seulement en LP (matérialisés par le plasma jaune orangé), à très nombreuses plages cristiques jaune orangé en LP (vermiculite ou montmorillonite), parfois gris clair (kaolinite), des biotites le plus souvent peu altérées, pléochroïques, quelques pseudomorphoses de biotite et d'amphiboles par un plasma brun sombre. L'influence de l'ancienne altération kaolinique est faible : l'absence de niveau pegmatitique distinct est probablement compensé par les injections de pegmatite et les passées leucocrates dans la roche mère de l'horizon argileux à structure prismatique. Par contre, à la partie supérieure de ce dernier, la kaolinisation des amphiboles est quasi totale.

c. Interprétation.

Comme sur la portion précédente de la pente, la composition minéralogique des fractions argileuses de la partie supérieure des profils reflète mal celle du complexe d'altération.

Dans la partie inférieure des profils, la réduction de l'épaisseur et de la régularité des niveaux pegmatitiques (jointe probablement à la texture plus poreuse des roches mères), se traduit par une pénétration plus profonde du front d'altération kaolinique (on remarquera à cet égard que les enclaves mésocrates offrent une résistance plus forte à cette progression de même que les faciès hétérogènes à injection de pegmatite), avec, dans les horizons argileux une évolution plus poussée des amphiboles dans la filière kaolinique. Cette évolution explique, dans ces horizons, le remplacement de la montmorillonite par des interstratifiés gonflants, ou même la quasi disparition des minéraux gonflants à leur partie supérieure lorsque le niveau de pegmatite n'existe pas (profil BK 24).

3. La plaine basse inondable du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin.

- a. Profil sans carapace ferrugineuse : BK29, à niveau pegmatitique faiblement individualisé, sur migmatite mésocrate.

Le tableau n° 28 donne la composition, déterminée par diffraction des RX, des fractions argileuses. Celle des horizons A₁ à AB est différente de celle de l'horizon B₃ à taches, tandis que celle des plages bouillantes de B₃ est la même qu'en AB : il s'agit bien, dans les plages bouillantes d'une décantation argileuse. *Les matériaux constitutifs des horizons A₁ à AB (+ plages bouillantes dans B₃) apparaissent remaniés.*

Tableau n° 28. Analyse minéralogique des fractions argileuses du profil BK 29 par diffraction des RX.

	A1	AB	B3 lavé (poches bouillantes) :	B3 à taches	hor.tacheté	horizon bariolé		arène	mésocrate
	29.1 0-10 cm	29.3 40-60 cm	29.5 82-105 cm	29.6 82-105 cm	29.7 110-130 cm	29.8 160-185 cm	29.9 230-250 cm	29.10 260-280cm	29.11 320-340cm
kaolinite	80	90	90	100	90	90	80	55	55
illites	20	10	10		10	10	5	5	5
(10-14M)-M Montmorillonite					traces	traces	15	40	40
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ de la fraction soluble au triacide		1.88	1.90	2.04	2.05	2.27		2.88	2.97

La kaolinite est encore quasi exclusive dans l'horizon argileux tacheté (29.7) et dans l'horizon bigarré sous-jacent (29.8). Ce n'est qu'à la partie inférieure de celui-ci (29.9) que l'on observe un peu de montmorillonite. L'examen micromorphologique de cet échantillon montre des biotites à très forte distorsion et écartement des feuillets, constitués de lanières flexueuses brun sombre figées, avec un faciès balai fréquent aux extrémités (on a l'impression d'une véritable "explosion"). C'est seulement dans l'arène mésocrate que les minéraux gonflants (smectites) sont abondants. La kaolinite montre, en 29.10, une forte intensité des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). Ce caractère est moins accentué en 29.11 : la proportion de kaolinite dérivée de feuillets micacés, élevée en 29.10, diminue en 29.11 soit au profit des smectites, soit parce que cette kaolinite est localisée de préférence dans des fractions granulométriques plus grossières.

La faible individualisation du niveau de pegmatitique se traduit par un enfoncement prononcé du front d'altération kaolinique, jusque dans les arènes mésocrates, avec une intensité relativement forte (kaolinisation quasi totale des ferro-magnésiens) jusque dans

L'horizon bigarré.

- b. Profil à carapace ferrugineuse : BK 32, sur migmatite mésocrate, sans niveau pegmatique.

Le profil n'a été étudié que de la carapace (32.6 : 90-110cm) aux arènes mésocrates (prélèvement le plus profond : 460-480 cm). La kaolinite est exclusive ou presque dans l'ensemble des fractions argileuses. Elle est accompagnée de traces de micas dans les matériaux où la biotite est complètement altérée (face Est de la fosse pédologique) et d'un peu de micas dans ceux qui contiennent encore des proportions notables ou importantes de biotite (face Ouest).

De l'horizon argileux tacheté (250-270 cm) à la partie inférieure des arènes mésocrates, il s'agit principalement de kaolinite bien cristallisée à très forte intensité des réflexions (ool) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), (kaolinite dérivée de feuillets micacés, dont les proportions ne diminuent qu'à la base de l'arène sur la face Est (où elle est probablement dans les fractions granulométriques plus grossières). Les observations micromorphologiques sur l'arène mésocrate montrent le même faciès d'altération de la biotite qu'en BK 29, avec en outre un faciès décoloré et complètement kaolinisé.

Les minéraux micacés, isolés à l'éluutriomètre à partir de la fraction sables grossiers de l'arène mésocrate (face Ouest) sont constitués de biotite et de kaolinite (fig. 51). Le passage aux ultrasons n'élimine pas cette dernière. Elle marque seulement une légère diminution au profit de la biotite. Le traitement par une solution normale de $MgCl_2$ à 60°C pendant 24 heures ne provoque aucune ouverture de ces micas. Au bout de 3 jours on constate une ouverture à 14.87 Å (vermiculite) + 24.4 Å et 12.8 à 11.4 Å (interstratifiés mica-vermiculite). L'ouverture n'est donc pas totale même au bout de trois jours (fig. 51). Elle est cependant plus forte que dans le profil KY 25 où l'évolution dans la filière kaolinique est moins poussée.

Du point de vue morphologique, le profil se distingue de BK29 par l'absence d'horizon pegmatitique. On observe seulement une texture argileuse finement graveleuse dans l'horizon argileux tacheté sous-jacent à la carapace, sur 30 cm environ. En BK29, le niveau pegmatitique est mal individualisé et se confond avec l'horizon à nodules, mais il est relayé en dessous par un horizon argilo-graveleux. L'épaisseur totale de ces horizons à texture plus grossière atteint 100 cm. Ces différences expliquent l'étagement plus grand, dans le temps et dans l'espace, de l'altération kaolinique en BK 29.

En résumé, dans le profil BK32, la disparition du niveau de pegmatite, jointe au pendage subvertical des faciès mésocrates de la roche mère, se traduit par une transformation totale des amphiboles en kaolinite par l'intermédiaire de la vermiculite et des micas. Les biotites sont entièrement kaolinisées ou oxydées sans expulsion notable du potassium. Elles n'évoluent pas malgré la présence actuelle d'une nappe basique. Cette résistance à l'ouverture est confirmée par le traitement au Cl_2Mg .

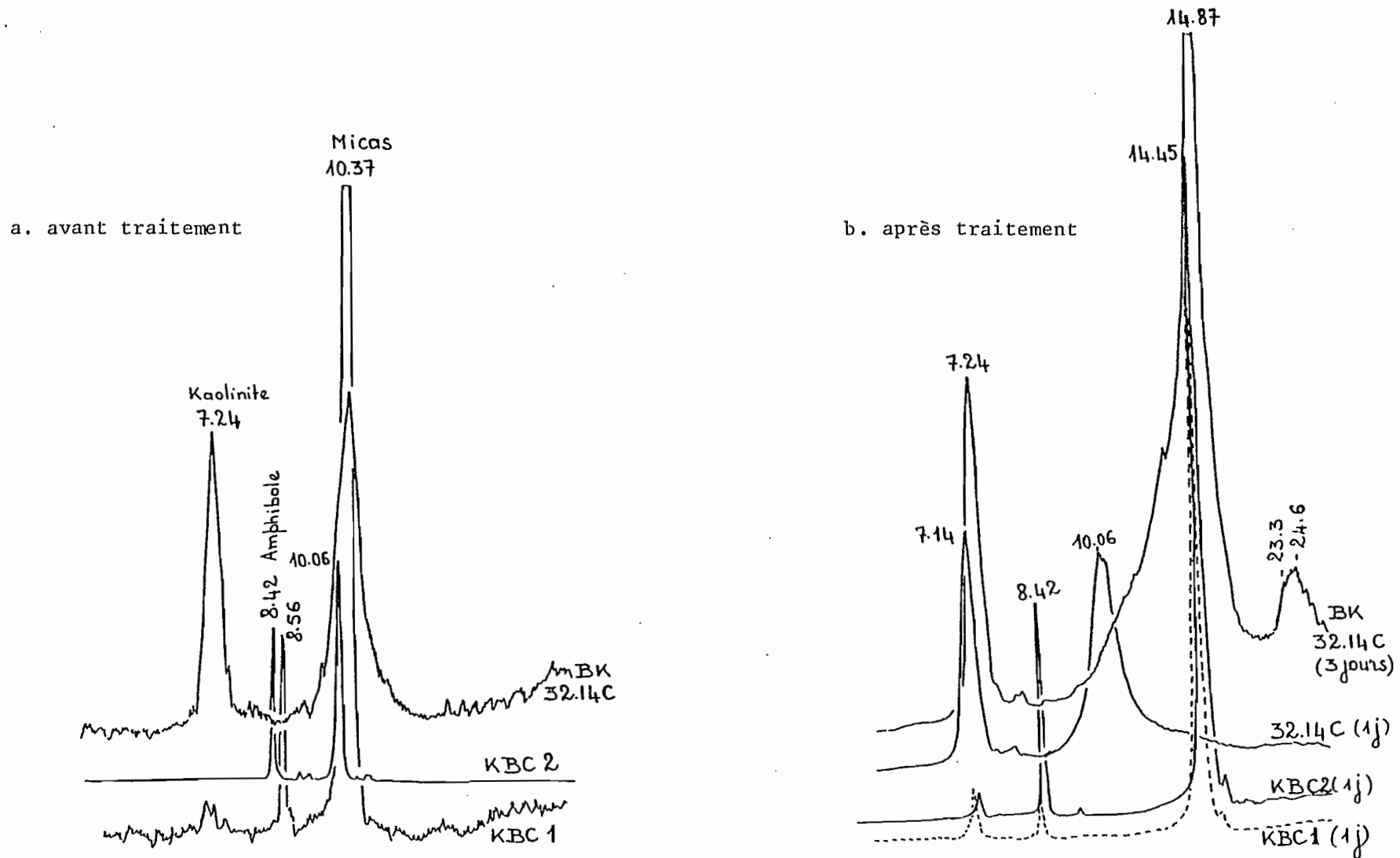


Fig. 51 - Aptitude à l'ouverture de micas du profil BK 32 (arène mésocrate) par traitement au $MgCl_2$.
 Comparaison avec les micas extraits des roches affleurantes (KBC 1 et 2).

4. Conclusion à l'étude minéralogique du versant de Bissighin.

L'étude minéralogique montre que les sols sont développés sur la base de vieux profils ferrallitiques. *Les horizons supérieurs meubles sont constitués de matériaux remaniés au-dessus des horizons indurés.* Ce résultat rejoint celui des études macro et micromorphologiques.

L'altération kaolinique s'est exercée sur ce versant, comme sur celui de Yerma. Sous les horizons indurés, ce sont les caractéristiques texturales et structurales des roches mères qui règlent son étagement dans le temps (intensité) et dans l'espace (profondeur de pénétration). Elles règlent ainsi l'apparition des "smectites" qui succèdent à la kaolinite dans le temps selon les mécanismes précisés dans l'étude de la toposéquence de Yerma. Il s'agit essentiellement de smectites de transformation des vermiculites dérivées d'amphiboles. Leurs proportions dépendent de celles des amphiboles et de l'étagement des stades de l'ancienne altération kaolinique. Lorsque la roche mère est très massive, cette dernière n'a pu qu'en lécher le toit sous le niveau de pegmatite : on a alors l'altération actuelle à l'état presque pur. Elle est faible et limitée à la production de smectites à partir des amphiboles par l'intermédiaire d'une vermiculite transitoire. A l'opposé de cette texture, lorsque la roche mère est orientée avec un pendage subvertical, et qu'il n'y a pas de niveau pegmatitique sus-jacent, l'altération kaolinique pénètre très profondément, avec un étagement de ses stades faibles dans le temps : il n'y a pas d'accumulation des phylites à trois couches intermédiaires. Entre ces deux extrêmes, l'étagement de ses stades, dans le temps et dans l'espace est intermédiaire dans les migmatites à injections de pegmatite, avec niveau pegmatitique plus ou moins bien individualisé sous les horizons indurés. La disparition de ce niveau pegmatitique se traduit par un enfoncement plus prononcé de l'altération kaolinique avec une intensité plus forte.

La composition minéralogique des sols est un caractère hérité indépendant des facteurs actuels de la pédogenèse.

Chapitre IV

LE VERSANT AVAL EN DIRECTION DU COLLECTEUR PRINCIPAL : LA TOPOSÉQUENCE DE BASSÉKO

Cette partie aval du versant a été étudiée à travers une toposéquence de sols ou toposéquence de Basséko. Orientée NE - SW, celle-ci part de la partie supérieure de la toposéquence de Bissighin pour aboutir au "marigot" de Basséko. La toposéquence s'étire sur 1669 m, avec une pente moyenne de 0.60 %, plus faible que celle du versant aval en direction du collecteur secondaire. Le profil en long (fig.52) permet d'y distinguer trois parties qui sont, d'amont en aval :

- une partie supérieure (profils BK2, BK5, BK78 à BK85) ;
- une partie moyenne (profils BK86 à BK92) ;
- une partie inférieure (profils BK93 à 95) ;
- une plaine basse inondable (profils BK96 à 97).

I. L'organisation macromorphologique des profils sur le versant aval en direction du collecteur principal.

A. Les formations pédologiques de la partie supérieure du versant aval en direction du collecteur principal.

Cette zone s'étire sur 738 m, avec une pente moyenne de 0.70%, d'allure générale très légèrement convexe. Dix fosses pédologiques (BK2, BK5, BK78 à BK85) y ont été creusées.

On y distingue, d'amont en aval, trois types de différenciations des profils :

- de BK2 à BK81, la différenciation des profils est la même que dans celle du versant en direction du collecteur secondaire. Elle est du type A₁ - A₂ - AB - B₁ - horizon gravillonnaire - ensemble d'horizons indurés en cuirasse et (ou) carapace ferrugineuse - horizon pegmatitique - horizon argileux vertique - arène.

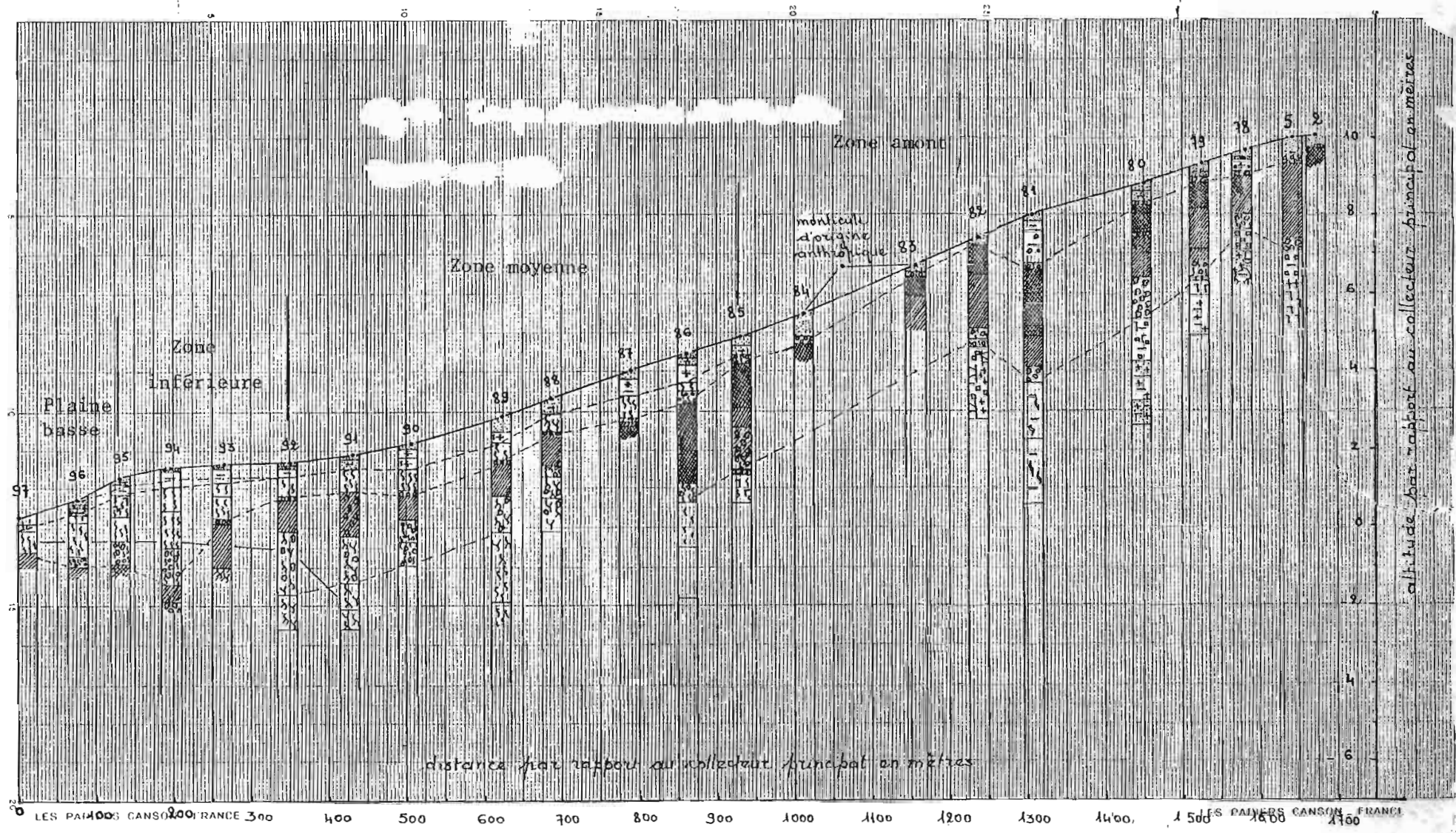


Fig. 52. Toposéquence de Basséko (versant aval en direction du collecteur principal).

Légende: voir fig. 11.

- de BK82 à BK83 et comme sur le versant en direction du collecteur secondaire, la différenciation des horizons supérieurs meubles est réduite à A₁ (BK82) ou A₁-A₂ (BK83) sableux ou sablo-gravillonnaire, et leur épaisseur à 15-28 cm, au-dessus de cuirasse.

- de BK84 à BK85, B₁ disparaît au profit d'un AB sablo-argileux ou sableux à sablo-argileux plus épais (24 à 34 cm). Il y a donc un allègement de la texture dans les horizons supérieurs meubles au-dessus de cuirasse.

Quant aux caractéristiques des horizons B les différences par rapport au versant en direction du collecteur secondaire portent sur :

- l'horizon B₁ (11 à 20 cm d'épaisseur en moyenne) dont l'épaisseur peut varier dans de très fortes proportions dans la même fosse (l'amplitude de ses variations atteint 74 cm en BK5), et est élevée en BK81 (71 cm) avec alors d'assez nombreux nodules noirs répartis d'abord par plages, puis, dans la partie inférieure, d'assez nombreux nodules rouges ou noirs, et quelques lentilles gravillonnaires (gravillons ferrugineux). La texture peut être sablo-argileuse, argilo-sableuse, ou même argileuse comme en BK81, avec parfois, comme sur le versant en direction du collecteur secondaire, un enrichissement en graviers de quartz à la base (BK5, 78 et 79). La porosité tubulaire est assez souvent très grossière et très bonne (nombreuses cavités).

- l'horizon "gravillonnaire" dont l'épaisseur est le plus souvent de 7 à 15 cm, parfois nulle (BK 82) ou presque (1 cm en BK2) et qui est constitué de nodules ferrugineux soit de formes irrégulières avec parfois de nombreux cailloux de la cuirasse sous-jacente (BK79 et 83), soit de type gravillonnaire (avec des gravillons d'aspect parfois calibré comme BK81). Tantôt il est sans taches ferrugineuses (BK2, 5 et 83), tantôt il présente par plages quelques taches rouille au contact entre nodules (BK79 et 80), tantôt les taches rouille sont nombreuses dans tout l'horizon ou à sa partie inférieure (BK81, 84 et 85), et tendent à s'indurer par plages, sans cimentation d'ensemble en carapace, sauf parfois sur une mince couche au contact de la cuirasse (BK84 et 78).

- l'ensemble d'horizons indurés dont l'épaisseur totale est plus forte (106 à 248 cm). Celle des seules cuirasses est souvent de l'ordre de 65 à 80 cm (BK 78, 79, 80 et 82), atteint 115 cm en BK85 et même 168 cm en BK81. La cuirasse n'existe pas en BK5 et 83. Elle comporte parfois, à sa partie supérieure, un niveau d'épaisseur faible (10 cm environ) qui est, soit le résultat d'un démantèlement de la cuirasse sous-jacente (nombreux fragments de cuirasse avec pénétration de l'horizon gravillonnaire par poches et fissures), soit un niveau à induration plus faible (BK85).

- l'horizon argileux à tendance verticale qui alterne souvent avec des passées de pegmatite, de migmatite leucocrate friable (altération de migmatites hétérogènes dont les faciès à grain grossier sont plus riches en ferro-magnésiens et donnent des plages argileuses, alors que les faciès à grains fins en sont très pauvres et donnent des arènes sableuses).

En BK81, le niveau pegmatitique n'existe pas. La carapace passe à un horizon argileux à nodules ferrugineux (38 cm d'épaisseur) qui passe à un horizon argileux olive pâle (66 cm d'épaisseur), compact,

dérivé de migmatite mésocrate à biotite et amphiboles, mais caractères verticaux peu marqués. Au-delà, c'est une "arène" mésocrate argileuse à structure conservée.

B. Les formations pédologiques de la partie moyenne du versant aval en direction du collecteur principal.

Cette zone s'étire sur 512 m avec une pente de 0.62 % sur sa partie supérieure parfaitement rectiligne (BK 86 à BK 90) et de 0.34 % sur sa portion inférieure (BK 90 à BK 92). Sept fosses pédologiques (BK 86 à BK 92) y ont été creusées.

Les différences par rapport au tronçon de pente précédent sont :

- dans l'ensemble d'horizons A (A₁ et A₂), l'épaisseur plus grande (19 à 40 cm), la couleur moins rouge (10 YR), la texture parfois plus argileuse dès A₁.

- le remplacement de AB par un horizon B₂₁ dont l'épaisseur (22 à 58 cm) varie en proportion inverse de celle des horizons A, et qui comporte (sauf en BK86) quelques taches rouille. Il est argilo-sableux, à structure massive ou polyédrique très grossière moyennement développée. Il peut disparaître au profit du suivant qui remonte dans le profil (BK 88 et 91) avec en BK88, des caractères de B₃ typique mais sans phénomènes de lavage.

- le remplacement de B₁ par un horizon B₂₂ (caractères intermédiaires entre ceux d'un B₂ et ceux d'un B₃) à assez nombreuses taches rouges, avec, vers l'extrémité aval de la zone, quelques nodules et taches noirs. Il est argilo-sableux, à structure polyédrique grossière et moyenne moyennement développée, ou prismatique petite assez bien développée (pseudogley à faciès structuré). Comme B₁, il peut être riche en graviers de quartz à sa base (BK87). L'épaisseur, faible à l'extrémité amont en BK86 (14 cm) est ensuite plus forte et presque constante (47 à 57 cm).

- un horizon gravillonnaire à caractères de B₃ sans phénomènes de lavage : gris clair à gris blanchâtre à très nombreuses taches rouges parfois faiblement indurée (BK87). Les gravillons sont parfois assez bien calibrés (BK86 et 92), parfois accompagnés de graviers de quartz (BK88 et 92) qui peuvent être dominants, avec alors beaucoup moins de taches ferrugineuses et des processus de lavage (BK89). L'épaisseur est variable : le plus souvent 8 à 13 cm, parfois moins (4 cm en BK88, et même nulle en BK91 au-dessus de la carapace dont l'induration est la plus faible et la moins continue) parfois plus (29 cm en BK 86).

- dans l'ensemble d'horizons indurés, la présence exceptionnelle de la cuirasse (BK87) surmontée comme dans la zone amont, d'une mince carapace. Les horizons B₃ passent donc le plus souvent, à une carapace (213 à 166 cm d'épaisseur à l'amont en BK86 et 88, 60 à 109 cm à l'aval) de type nodulaire en BK91 (cimentation discontinue de gros nodules ferrugineux). On peut observer des processus de lavage d'intensité très faible (BK86 - 87 - 89 et 91) avec quelques tubulures partiellement lavées, et un lavage suivi d'une décantation argileuse, mais le plus souvent des remplissages argileux épais, recouverts de films argileux dans les tubulures (B de "bourrage").

- *la disparition du niveau pegmatite.*

- le remplacement de l'horizon argileux vertical par un horizon argileux bigarré très épais (250 cm environ) sauf à la faveur de variations de faciès (34 cm dans le profil BK85 où il butte sur une dalle de pegmatite), ou par un horizon argileux tacheté (moins riche en taches) moins épais (42 à 103 cm).

L'horizon bigarré passe, comme sur la toposéquence de Yerma à une arène rouge clair, limono-argileuse, riche en biotite altérée à faciès de muscovite (altération d'une migmatite mésocrate surmicacée à biotite et amphiboles à grains fins), avec des passées leucocrates à grain grossier (BK91 où l'arène est observée jusqu'à 620 cm de profondeur).

Sous l'horizon tacheté, on trouve de haut en bas :

. un horizon argileux (120 à 170 cm d'épaisseur) moins riche en taches ferrugineuses, gris clair à taches blanchâtres ou à taches ocre, à structure prismatique à polyédrique en assemblage compact, sans caractère vertical.

. une "arène" argilo-limoneuse à taches rouille pâle, à passées surmicacées (limoneuses et limono-argileuses) ou leucocrates (sablo-argileuses) et à filons de pegmatite (profil BK 86 : arène observée de 495 à 620 cm), ou une "arène" argilo-sableuse gris blanchâtre à très nombreuses taches rouille pâle, à assez nombreuses paillettes de biotite altérée, avec des passées feldspathiques blanches (BK 89).

C. Les formations pédologiques de la partie inférieure du versant aval en direction du collecteur principal.

Cette zone s'étend sur 221 m, avec une pente moyenne de 0.18%, d'allure convexe, qui lui donne une morphologie de bourrelet. Trois fosses pédologiques y ont été creusées (BK 93 à 95).

Par rapport au tronçon de pente précédent les différences sont :

- dans l'ensemble d'horizons A, la texture plus sableuse (A₁ sablo-argileux, A₂ remplacé par un AB argilo-sableux et même argileux) ;

- dans l'horizon B21, la présence soit de quelques taches rouille, soit de nodules noirs assez nombreux et seulement par plages, la texture argileuse, une structure plus fine et mieux développée (polyédrique grossière et moyenne moyennement à assez bien développée).

- dans B22, l'épaisseur plus grande (109 à 178 cm), le pseudogley plus intense (gris clair à nombreuses taches rouille ou rouges, à nodules noirs peu nombreux à assez nombreux, ou à taches noires piquetant les taches rouges), la texture argileuse, un faciès de B3 sans lavage lorsqu'il est très épais (très nombreuses taches rouille sur un fond blanchâtre).

- dans l'horizon B3 "gravillonnaire", l'épaisseur plus grande (20 à 28 cm pour les B3 à gravillons ferrugineux : BK93, 63 à 92 cm lorsqu'il s'agit de nodules de formes irrégulières : BK94 et 95).

- dans l'ensemble d'horizons indurés, l'épaisseur du même ordre de grandeur qu'à l'aval de la zone précédente (42 cm en BK94, 105 cm

en BK 93), l'aspect plus souvent conglomératique (présence de gravillons ferrugineux).

- la constance de l'horizon bigarré (qui présente des nodules ferrugineux dans sa partie supérieure) dans les fosses suffisamment profondes pour l'observer (BK94 et 93).

D. Les formations pédologiques de la plaine basse inondable du versant aval en direction du collecteur principal.

La plaine inondable est une zone étroite (129 m) à pente plus forte que celle de la zone précédente (0.78 %). Deux fosses pédologiques (BK96 et 97) y ont été creusées.

Les profils se distinguent de ceux de la zone précédente par :

a. une hydromorphie totale et temporaire bien prononcée dès la surface : A₁ gris brunâtre ou gris clair, à taches et canalicules rouille ; A₂ gris blanchâtre à nombreuses taches et canalicules rouille. A₁ et A₂ sont sableux à sablo-argileux (sables très fins à limons grossiers) ; AB (sablo-argileux ou argilo-sableux : sables très fins à limons grossiers) et B gris blanchâtre à nombreuses, puis très nombreuses taches rouille.

b. une carapace ferrugineuse à induration plus forte, tendant vers celle d'une cuirasse.

E. Analyse et interprétation de l'organisation macromorphologique des profils sur le versant aval en direction du collecteur principal.

1. Les horizons supérieurs meubles.

a. La différenciation texturale.

On distingue, comme sur le versant en direction du collecteur secondaire :

- une zone supérieure (BK2 à BK81) où la différenciation texturale des sols (A₁ - A₂ - AB - B₁ - horizon gravillonnaire) est celle de sols ferrugineux tropicaux lessivés avec un épaissement marqué des horizons B dans le profil BK81.

- une zone moyenne (BK82 à 85) qui est une zone d'appauvrissement en argile (différenciation de type A₁ ou A₁-A₂ ou A₁ - A₂ - AB - horizon gravillonnaire).

- une zone inférieure (le reste du versant) où il y a un épaissement de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles avec un enrichissement en argile, notamment au niveau du léger bourrelet de BK93 à BK96. L'hydromorphie y est plus marquée que vers le collecteur secondaire avec un pseudogley intense dans les horizons argileux. Ce ralentissement du drainage et cette "accumulation argileuse" sont également accompagnés ici d'une forte diminution de l'intensité et de l'épaisseur du cuirassement, et d'horizons B texturaux à morphologie de pseudogley à faciès structuré. Comme sur le versant en direction du collecteur secondaire, ces caractères évoquent plus une différenciation liée aux processus de morphogénèse.

(2) L'organisation de la ségrégation ferrugineuse sous forme de taches (fig. 53).

Sur la partie supérieure du versant (BK 2 à BK 85), on n'observe pas d'organisation des horizons à taches dont l'existence est sporadique et liée à l'épaississement des horizons supérieurs meubles. A partir de BK81, lorsque les horizons à taches existent, leur épaisseur est plus grande et constante (12 cm) : le front supérieur des horizons à taches nombreuses est concordant avec celui des cuirasses ou carapaces sous-jacentes. Ce caractère reste valable de BK86 à BK92 (partie moyenne du versant) malgré un épaississement important des horizons à taches nombreuses (52 à 60 cm avec seulement deux exceptions : 43 cm en BK86 et 70 cm en BK90). Par contre, le front supérieur de ces horizons à taches est discordant avec la surface topographique. Il ne s'agit donc pas d'un processus lié à une dynamique d'eau libre, mais à des eaux suspendues, de type eau capillaire continue, soutenue par un niveau imperméable : engorgement au-dessus des niveaux indurés, mais sans circulation oblique. C'est ce qui explique le caractère brutal de l'apparition des taches (la limite supérieure du niveau à nombreuses taches ferrugineuses est toujours brutale). L'engorgement relativement intense est confirmé également par les caractères structuraux de ces horizons : structure polyédrique grossière, souvent à tendance prismatique moyennement à assez bien développée. Ce ne sont pas les caractères d'un horizon B de sol ferrugineux tropical lessivé, mais ceux d'un sol à hydromorphie temporaire.

De BK91 à 96, l'horizon B22 à nombreuses taches ferrugineuses est surmonté par un B21, de même couleur, à structure identique, mais sans taches ou à quelques taches rouille, à nodules noirs distribués de manière hétérogène (BK93 à 95). Plus en amont (BK91 et 92), les nodules noirs sont peu nombreux et apparaissent dans le B22 lui-même. Ainsi, le front d'apparition des nodules noirs précède celui des taches ferrugineuses : il y a accumulation de sesquioxides très facilement oxydables (effervescence à l'eau oxygénée), donc très mobiles au-dessus de l'horizon à taches, accompagnée de processus de structuration moyenne à petite. Or, au cours d'une même phase d'évolution, ces produits très mobiles sont évacués plus loin. Leur présence au sommet des horizons à taches signifie que ces derniers ne proviennent pas d'un lessivage du fer de la partie supérieure des profils, et que le lessivage de cette partie est très faible.

Une deuxième zone de localisation de ces produits mobiles s'observe à la base des horizons B22 (BK93 à 96) : il s'agit d'une évolution postérieure à la formation des carapaces sous-jacentes.

Le véritable pseudogley (taches de décoloration + taches ferrugineuses) n'apparaît qu'en BK92 et seulement dans le B3 gravillonnaire. En aval, il gagne progressivement une partie de plus en plus importante des horizons tachetés et de l'ensemble des horizons supérieurs meubles. Les variations dans le degré de développement des structures sont liées aux variations texturales (la structuration ne se développe que dans les matériaux argileux).

Le front supérieur des horizons à nodules noirs est concordant avec la surface topographique, tandis que celui du pseudogley véritable est concordant avec la surface libre de la nappe telle qu'elle a

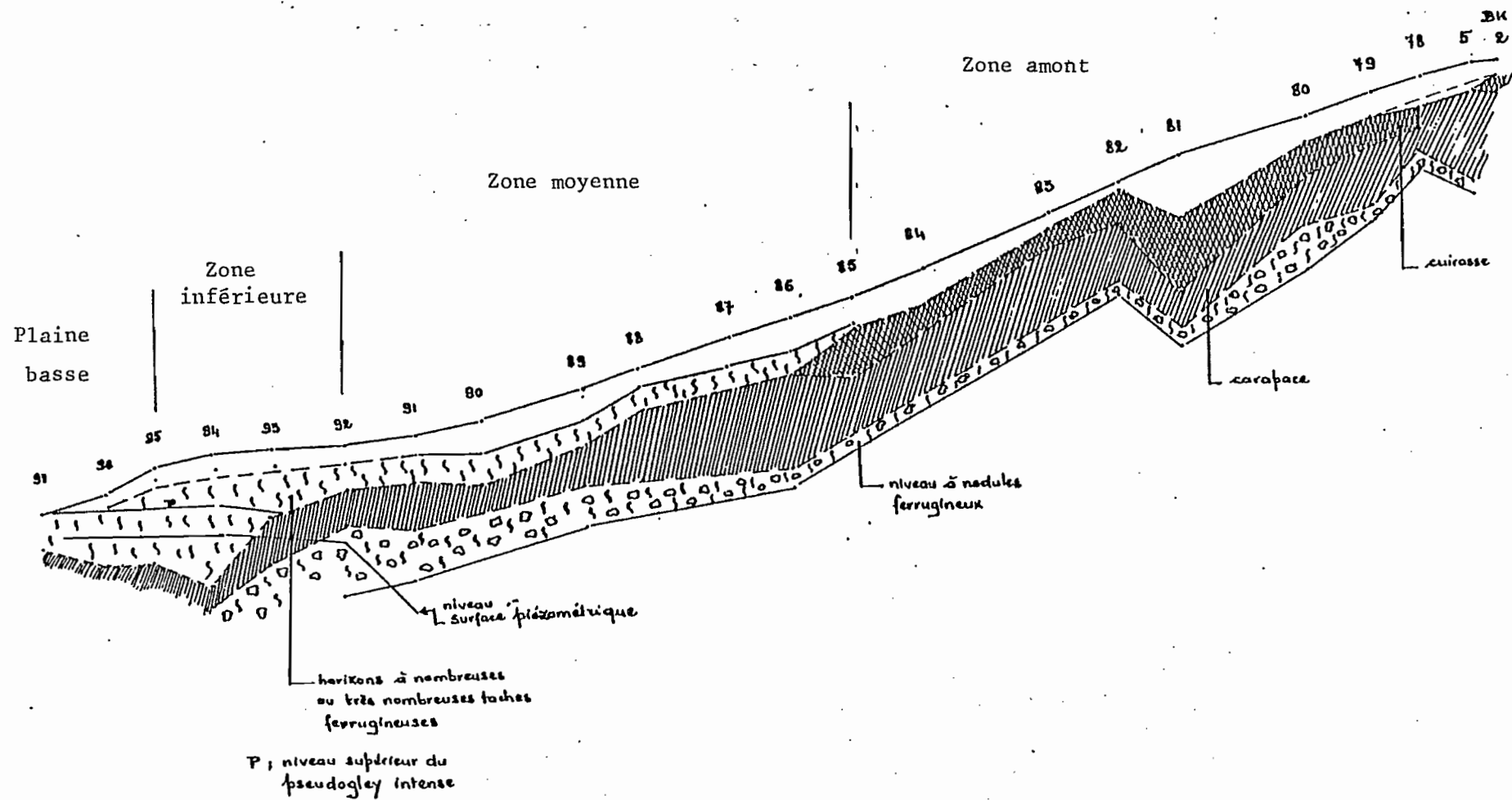


Fig. 53. Evolution du cuirassement le long de la toposéquence de Basséko.

Légende : voir fig. 11.

été mesurée en janvier 1971 : le pseudogley est imputable au battement de la nappe.

En résumé, la ségrégation ferrugineuse sous forme de taches n'est pas le résultat d'une évolution de type ferrugineux tropical. Elle est imputable à des actions d'hydromorphie:

b. L'organisation du cuirassement le long du versant (fig.53).

(1) Variations des fronts de cuirassement.

De BK2 à BK86 (et probablement 87), le front inférieur des horizons à nodules sous-jacents aux carapaces suit le front supérieur des niveaux pegmatitiques : l'épaisseur totale du cuirassement *sensu lato* (cuirasse + carapace + horizon à nodules sous-jacent) est de l'ordre de 240 à 250 cm, lorsqu'il butte sur le niveau pegmatitique (BK5, 79 et 82, avec une exception en BK78 : 138 cm, à cause d'une forte remontée de ce niveau), et de 287 cm lorsque celui-ci est absent. La figure n° 53 montre que le front supérieur de cuirassement (cuirasse ou carapace) est grossièrement concordant avec le front inférieur de cuirassement *sensu lato*.

Dans le détail, de BK2 à BK80, le front supérieur de la cuirasse est une ligne droite par rapport à laquelle :

- le front supérieur de cuirassement (cuirasse ou carapace) dessine, de BK5 à BK78, une concavité correspondant à la disparition de la cuirasse au profit de la carapace : le phénomène suggère une entaille.

- les fronts inférieurs de la carapace et de l'horizon à nodules sous-jacent sont concordants, de BK5 à BK79 (si l'on fait abstraction de BK78 caractérisé par une forte remontée du niveau de pegmatite).

La concordance entre front supérieur de la cuirasse et front inférieur de la carapace est à peu près conservée de BK79 à BK80 : l'épaississement du cuirassement en BK80 consécutif à la disparition du niveau de pegmatite, se fait essentiellement au profit de l'horizon à nodules.

De BK80 à 81, le front supérieur de cuirassement plonge par rapport à celui de la portion BK2 - BK80, en restant concordant avec le front inférieur de l'horizon à nodules, et à peu près concordant avec celui de la carapace, alors que la cuirasse s'épaissit considérablement en BK81, aux dépens de la carapace. Cet épaississement correspond au fond de la concavité dans le front supérieur de la cuirasse : le phénomène suggère que ce dernier est concordant avec la paléotopographie sous laquelle s'est produit le cuirassement, et qui est oblitéré par la mise en place des matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles.

De BK81 à 82, le front supérieur de la cuirasse se relève tout en restant concordant avec les fronts inférieurs de la carapace et de l'horizon à nodules sous-jacent. L'épaisseur de la cuirasse revient à la même valeur qu'en BK80. Si on fait abstraction de BK81, les fronts supérieur et inférieur de la cuirasse sont concordants de BK78 à BK82 : BK81 est une zone privilégiée d'accumulation du fer.

Pour les profils BK82, 83 et 85, le front supérieur de la cuirasse est une droite concordante (à peu de chose près) avec les

fronts inférieurs de la carapace et de l'horizon à nodules sous-jacent du tronçon de pente BK82 - BK85, et par rapport à laquelle le front supérieur de la cuirasse dessine une concavité en BK84 : *Le phénomène suggère une entaille de la cuirasse en BK84*. L'épaississement de la cuirasse aux dépens de la carapace en BK85 signifie une intensification de l'accumulation de fer. Celle-ci, associée à la rupture de pente dans les fronts inférieurs de la carapace et de l'horizon à nodules en BK86, désigne la zone BK85-86 comme un ancien bas de pente ou une ancienne rupture de pente. *Cette paléotopographie a été oblitérée par les matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles.*

De BK85 à 86, le front supérieur de cuirassement (de la cuirasse) plonge brusquement, alors qu'il n'y a pas de modification pour les fronts inférieurs de la carapace de l'horizon à nodules. *Le phénomène coïncide avec la disparition brutale de la cuirasse en BK86 et suggère une entaille de cette dernière.*

Sur le reste du versant, la cuirasse ne réapparaît qu'en BK87 (où la fosse n'est pas suffisamment profonde pour connaître son épaisseur), surmontée d'une carapace ferrugineuse qui indique qu'elle est une formation ancienne.

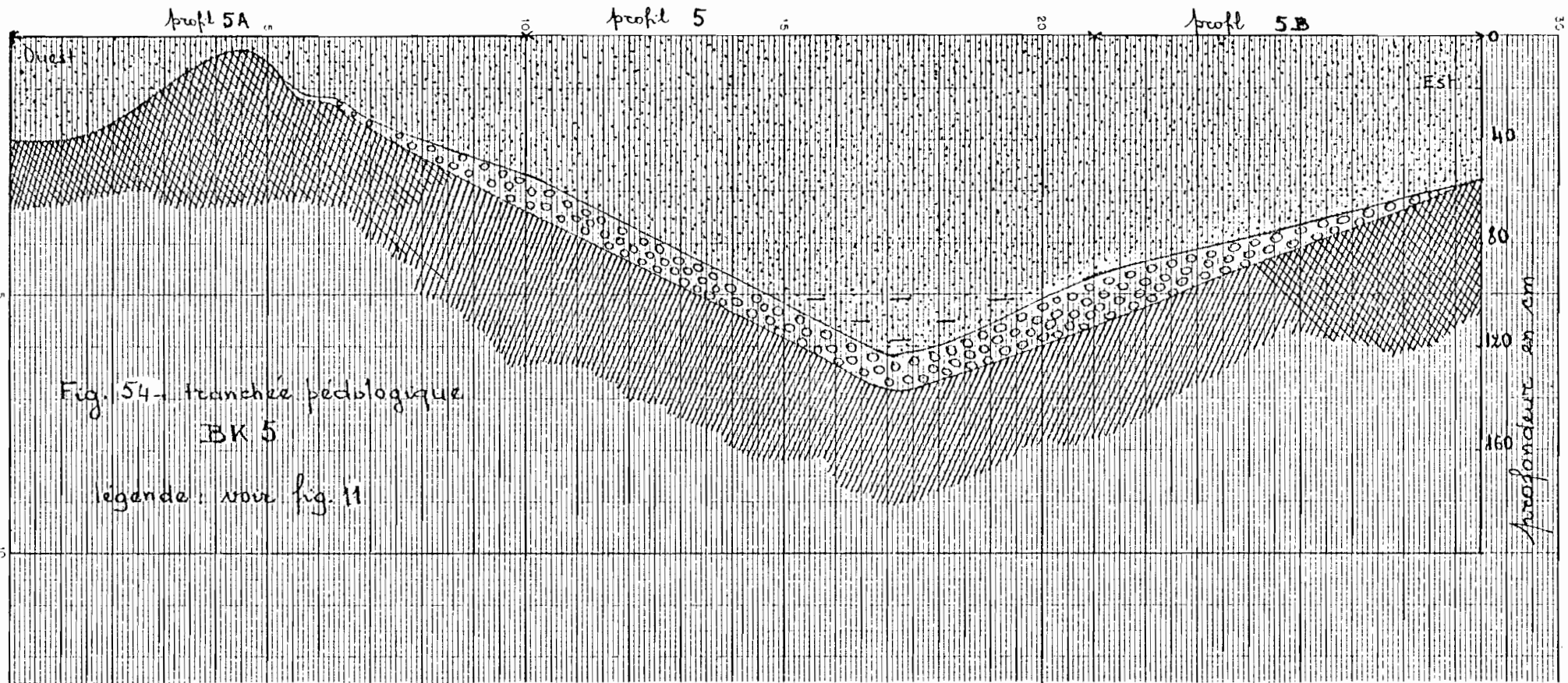
En conclusion, *de BK2 à BK85, le cuirassement est imputable à l'action d'une nappe à mouvement latéral glissant sur les niveaux de pegmatite dont la surface piézométrique épouse la configuration.*

De BK86 à 88, le front supérieur de cuirassement (carapace), est une droite qui passe également par le sommet de la carapace en BK92, et dont la pente est plus faible que sur le tronçon de pente précédent. Elle est concordante, de BK86 à 92, avec le front inférieur de l'horizon à nodules. Par rapport à elle, le front supérieur de cuirassement dessine une concavité de BK89 à 91, dans le fond de laquelle on observe, en BK90 la plus faible épaisseur de carapace (61 cm contre 83 cm en BK89 et 109 cm en BK91). Cette concavité suggère une entaille, et ces carapaces aval apparaissent comme des formations postérieures à l'entaille des cuirasses, et qui ont été elles-mêmes l'objet d'une phase d'entaille avant la mise en place des matériaux supérieurs meubles.

De BK93 à 97, alors que le front d'apparition des processus d'hydromorphie (horizon B21) est concordant avec la surface topographique, que celui des horizons B22 à pseudogley caractérisé est concordant avec la surface piézométrique, *le front supérieur de la carapace dessine par rapport à l'ensemble de ces repères, une forte concavité. L'allure de celle-ci suggère une entaille, dont le fond (BK94) montre le plus faible épaisseur de l'ensemble d'horizons indurés observée jusque là (42 cm de carapace).* En même temps, à partir de BK94, on observe cependant une augmentation de l'induration des carapaces (tendance à la cuirasse) que l'on peut imputer à l'action répétée d'engorgement et de dessiccation avant le remblaiement de l'entaille.

(2) Intensité du cuirassement.

L'extrémité amont commence par une cuirasse à induration forte (profil BK2). Mais celle-ci cède la place en BK5 à une carapace très poreuse, d'aspect alvéolaire à caverneux, puis feuilleté à litage entrecroisé (carapace "lavée"). En BK78, on a, d'un côté de la fosse



pédologique une cuirasse ferrugineuse à induration forte (côté Ouest), et de l'autre une carapace (côté Est). En BK79, on a à nouveau une cuirasse ferrugineuse à induration forte, un peu démantelée à sa partie supérieure. La figure n° 53 montre que les carapaces correspondent à une concavité dans le front supérieur de cuirassement comme sur le versant de Bissighin. Leur présence est donc liée à une entaille des cuirasses que confirme par ailleurs les morphologies des profils BK5 (fig. n° 54 et BK78).

A partir de BK79, la figure n° 53 montre les variations de l'épaisseur des cuirasses (au sens strict) le long de la pente : on observe deux zones d'épaississement prononcé, le plus important en BK81 et l'autre en BK85. La cuirasse disparaît ensuite brutalement en BK86. Elle réapparaît en BK87 pour disparaître définitivement après ce profil. Sur la partie amont du versant et jusqu'en BK85, les carapaces sous-jacentes ont souvent une structure très feuilletée, immédiatement en-dessous des cuirasses. Elles en sont souvent séparées par une large fente de plus de 10 cm de large se prolongeant en véritable caverne sur certaines faces des fosses pédologiques. Cette zone à structure feuilletée est le siège de processus de lavage. A l'aval, cette structure disparaît dès BK86 en même temps que la cuirasse. L'épaisseur du cuirassement *sensu stricto* (cuirasse + carapace) diminue brusquement (150cm à 100 cm ou moins), alors que celle des horizons à nodules sous-jacent augmente. Les carapaces elles-mêmes sont souvent de type nodulaire (ciment plus ou moins continu). Ces phénomènes correspondent à un arrêt ou une forte diminution des apports exotiques de fer. Ils coïncident avec l'apparition des matériaux bigarrés caractéristiques des faciès mésocrates des migmatites. *Cela montre que le cuirassement n'est pas lié à la richesse en fer de la roche mère, mais à des apports et à une concentration de fer sous l'action de nappe. Cela suppose également un amont nourricier qui a été déblayé par la genèse de la topographie actuelle.*

(3) Comparaison avec le versant de Bissighin.

La figure n° 55 montre la superposition des profils en long des deux toposéquences à partir d'un point commun, le profil BK2. La pente vers le collecteur secondaire est nettement plus forte que vers le collecteur principal. Le drainage actuel se fait donc principalement vers le premier. Cela est confirmé tant par la composition des nappes que par la position de la surface piézométrique en saison des pluies : en Août 1973, après la chute d'environ 500 mm de pluies (un peu plus de la moitié de la pluviométrie annuelle), le niveau de la nappe avait baissé de 30 cm par rapport à Février 1971 dans le profil BK94 sur le versant de Basséko ; par contre, dans le profil BK32 (plaine basse de Bissighin), la nappe était affleurante, alors qu'en Février 1971, la surface piézométrique était 80 cm plus bas qu'en BK94. Pourtant, sur le versant de Basséko, le cuirassement est beaucoup plus important, tant par son intensité que par son épaisseur. D'autre part, on a établi qu'il est principalement imputable à des apports de fer par des nappes à circulation oblique. La figure n° 55 montre que le versant de Basséko est situé à une altitude beaucoup plus élevée que celle du versant de Bissighin. Dans ces conditions :

- le versant de Bissighin est le résultat d'une rectification morphogénétique postérieure au cuirassement qui couvre le versant de

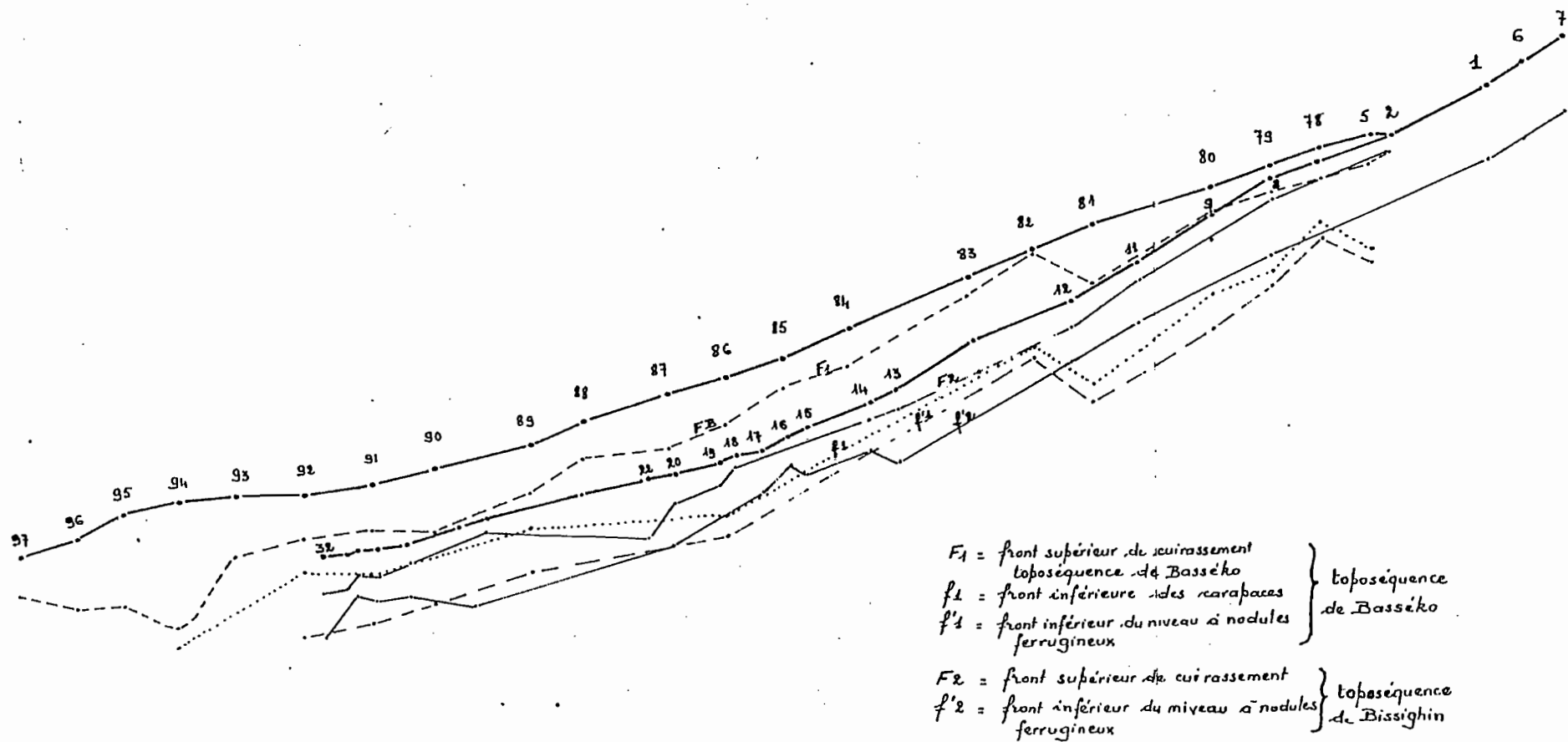


Fig. 55 - Comparaison des fronts de cuirassement en direction des collecteurs principal et secondaire.

Basséko. C'est le cycle d'entaille des niveaux cuirassés à induration forte.

- l'évolution qui a succédé à cette rectification n'a pas engendré un cuirassement puissant. Elle s'est contentée de cimenter les produits de remaniement des cuirasses précédentes, lorsqu'une nappe était présente pour concentrer les solutions ferrugineuses.

II. L'étude micromorphologique des profils sur le versant aval en direction du collecteur principal.

A. La roche massive et les arènes.

1. Descriptions.

La roche massive a été décrite dans le profil BK78 (78.16 : 360-380 cm) où il s'agit d'une migmatite leucocrate à biotite rare (1% environ) très pléochroïque, non altérée. Le plagioclase (albite-oligoclase) montre un début d'altération et perd sa limpidité par plages constituées d'un plasma argilasépique avec quelques petites séricites.

Le tableau n° 29 résume la description des arènes le long du versant. En BK79, les plages argileuses associées à l'arène montrent un fond matriciel à assemblage porphyrosquelique avec un plasma brun pâle, à plages brun foncé diffuses ou à limites diffuses, parsemé de petites papules jaune rouge, de biotites brun sombre figées. Les plages brun pâle proviennent de la décoloration du plasma brun foncé. La structure est fortement vosépique (argilanes et ferriargilanes très abondants).

2. Interprétation.

La partie inférieure du profil BK79 montre une altération hétérogène. Dans les arènes, celle-ci est essentiellement limitée aux ferro-magnésiens. Dans le faciès mésocrate à grain grossier, la biotite est plus altérée que les amphiboles. Il s'agit, comme dans le profil BK7 (sur le versant en direction du collecteur secondaire) de biotite instable. Ses faciès d'altération indiquent une influence de l'altération kaolinique, tandis que ceux des amphiboles ne le montrent pas (plasma argilasépique smectitique). Dans les plages argileuses par contre, l'influence de l'altération kaolinique est beaucoup plus forte.

Dans le profil BK81 (sans niveau de pegmatite), les amphiboles de l'arène mésocrate portent nettement la trace de l'altération kaolinique (transformation pseudomorphique en kaolinite par l'intermédiaire de feuillets micacés de type séricite). L'explosion de la biotite à une extrémité (brutalité de l'ouverture) traduit également un milieu lessivant-oxydant.

A la partie inférieure du versant, en BK91, l'altération kaolinique est encore plus poussée dans l'arène mésocrate, et les faciès d'altération des ferro-magnésiens indiquent un milieu très lessivant oxydant comme dans la plaine basse du versant de Bissighin (cf. BK 32).

En résumé, comme sur le versant de Bissighin, l'étagement des stades d'altération kaolinique est étroitement dépendant de la présence des niveaux pegmatitiques, de la texture et de la structure des roches.

Tableau n° 29. Etude micromorphologique d'arènes de la toposéquence de Basséko.

	partie amont du versant				partie inférieure du versant
	profil BK 79 à niveau de pegmatite			profil BK 81 sans niveau de pegmatite	profil BK 96 sans niveau de pegmatite
	arène mésocrate à grain grossier alternant avec des plages argileuses		arène leucocrate	arène mésocrate surmicacée de la base du profil	arène mésocrate surmicacée de la base du profil
	79.15 : 436-460 cm	79.14 : 395-410 cm arène plages argil.	79.12 400-420 cm	81.17 720-740cm	91/16 b
amphibole	<ul style="list-style-type: none"> peu altérée : plasma brunâtre le long des clivages plasma brunâtre argilasépique (jaune orangé) + îlots sains 	non identifiable	<ul style="list-style-type: none"> non identifiable (pédoplasmatation) 	<ul style="list-style-type: none"> altération pseudomorphique en un plasma brun vif, argilasépique (jaune orangé), incolore en LR clivages parfois matérialisés par un plasma plus foncé ou un réseau de vides + plages d'aspect micacé (type séricite) + plages de kaolinite pseudomorphose par le fer (plasma brun sombre) 	pseudomorphose en macrokaolinite + micas (type séricite)
plagioclase	plages de plasma kaolinique argilasépique plus ou moins importantes, ponctué de séricites, le long des clivages	non identifiable (pédoplasmatation)	id. 79.15	plasma kaolinique argilasépique	complètement altéré, non identifiable
biotite	<ul style="list-style-type: none"> décolorée (pléochroïsme brun clair-jaune pâle) avec plasma brun sombre le long de certains clivages + plages à décoloration plus forte (jaune pâle-incolore) à faciès de muscovite (photos n° 18 et 19) faciès brun sombre figé (photo n° 20 et 21) 	faciès brun sombre figé, parfois débarrassé plus ou moins du plasma brun sombre, avec alors un faciès de muscovite	<ul style="list-style-type: none"> peu altérée (plasma brun foncé le long de quelques clivages, écartement de certains feuillets faciès rayuré faciès brun sombre figé 	peu altérée, avec parfois un faciès "balai" (kaolinisé sur les bords), à une extrémité	brun sombre figé, avec écartement de certains feuillets
microcline	non altéré parfois épaissement des clivages, perte de limpidité par plages		parfois altéré par plages	perte de limpidité par plages	microfissuration selon le réseau de clivages épaissis par un plasma brun pâle

B. L'horizon argileux à tendance verticale.

Il a été décrit dans le profil BK79 (79.11 : 330 - 350 cm). La biotite altérée est tantôt rare, tantôt très fréquente en lamelles brun sombre figées. Les plagioclases sont également rares et incrustés de plasma brun foncé. Le microcline est peu abondant, soit faiblement altéré (petites plages brun clair), soit fortement incrusté de plasma ferrugineux brun foncé. Le quartz n'est pas altéré, mais présente quelques fissures incrustées de plasma brun foncé.

Le plasma est abondant et formé d'un assemblage diffus de brun foncé et de brun rouge clair en LN, traversé par des plages de décoloration (incolores à brun pâle), à limites diffuses qui entourent préférentiellement les nodules. Ces plages peuvent être dominantes, avec parfois d'assez nombreuses biotites brun sombre figées, dont certaines lamelles sont débarrassées ou presque du plasma brun sombre et montrent de grosses kaolinites incolores ou jaune rouge à bordures incolores. Ces kaolinites sont parfois plus ou moins émiettées en fragments (papules) dispersés. La structure du plasma est vosépique : des argilanes dans les plages incolores, des ferriargilanes ailleurs, emplissent ou tapissent d'assez nombreuses cavités. Des masses de plasma brun sombre constituent par endroits des nodules à limites souvent nettes, parfois diffuses, sans différenciation interne. On peut y distinguer des biotites altérées brun sombre.

L'évolution est la même que dans l'horizon bigarré du profil KY 25 (toposéquence de Yerma) et comprend : une phase d'altération en milieu lessivant-oxydant (ferrallitique), une phase de mobilisation et de redistribution du plasma argileux et ferrugineux, une phase récente de mobilisation et de lessivage du fer.

C. L'ensemble d'horizons indurés : la cuirasse ferrugineuse à faciès conglomératique du profil BK 79.

1. Description.

La cuirasse est constituée de nodules ferrugineux arrondis, très bien individualisés, entourés d'un vide circulaire, dans une matrice indurée. Ces vides circulaires sont gainés de ferranes concentriques brun, brun sombre, jaune rouge, qui constituent côté nodule, un cortex pour ce dernier (cortex parfois à couches successives jaune rouge sali de brun, brun sombre, brun clair ponctué de jaune rouge). Le reste du nodule est formé d'un fond matriciel à plasma brun sombre indifférencié, à squelette peu abondant (tranchant ainsi sur celui de la matrice), essentiellement constitué de quartz altéré (fissures élargies par un plasma brun sombre, caries plus ou moins profondes sur les bords) avec du microcline très fortement altéré et difficilement identifiable (plasma brun sombre dans lequel flottent de petits îlots paraissant sains).

Dans la matrice, le squelette est assez abondant (quartz principalement et microcline), irrégulièrement réparti, noyé dans le plasma. Le microcline est beaucoup moins altéré : faciès à clivages épaissis, brun foncé (ce plasma brun foncé tend parfois à former un réseau), faciès plus altéré à arborisation dense de plasma brun sombre isolant des fragments sains. Les quartz sont encore parfois tachés, à

Les horizons de la cuvette

aspect sale, avec des incrustations d'hydroxydes de fer dans les fissures, mais, ils ne sont pas cariés.

Le plasma est brun sombre plus ou moins finement découpé en nodules irréguliers par un plasma argilo-ferrugineux jaune rouge, argilasépique, dominant par plages, quasi inexistant par ailleurs. La structure est vosquelsépique : cutanes concentriques brun sombre et jaune rouge dans les fissures, les cavités, autour des gros grains du squelette.

Dans cette matrice indurée, on observe des plages de formes irrégulières, à squelette identique ou parfois plus abondant, à plasma brun jaune clair, vosépique. Lorsque le squelette est très abondant (gros grains de quartz polycristallin avec un peu de microcline), de nombreuses taches résiduelles brun foncé forment un assemblage réticulé dans les fissures des quartz. Ces plages tronquent brutalement l'organisation des domaines à plasma brun sombre dominant, alors qu'elles passent graduellement aux domaines à plasma jaune rouge. Elles proviennent de la décoloration de ces dernières par mobilisation du plasma brun sombre.

La partie supérieure démantelée est formée de nodules ferrugineux et de fragments de la cuirasse sous-jacente, dans une matrice à plasma brun jaune clair, argilasépique, légèrement vosquelsépique par endroits (le plus souvent, il s'agit seulement d'une orientation *in situ* du plasma).

2. Interprétation.

La cuirasse résulte de l'imprégnation par un plasma ferrugineux de la matrice d'un horizon à nodules ferrugineux. La différence avec la cuirasse du profil BK7 réside dans la nature des nodules qui sont de type gravillonnaire et appartiennent à une phase d'altération plus poussée que celle de la matrice. Les domaines à plasma plus clair proviennent d'une remobilisation et d'un lessivage ultérieurs du fer qui ne détruit pas l'organisation initiale. L'absence quasi totale de celle-ci dans la partie supérieure démantelée suggère un remaniement et non une simple "digestion" du ciment ferrugineux. La structure du plasma dans cette partie indique également qu'il ne s'agit pas d'un horizon illuvial.

III. L'étude minéralogique des profils sur le versant aval en direction du collecteur principal.

A. La partie supérieure des profils (horizons supérieurs meubles et ensemble d'horizons indurés).

Dans les fractions argileuses de ces matériaux, la kaolinite est quasi exclusive et accompagnée seulement de traces de micas (5 à 10 % environ).

A l'extrémité amont, en BK79 (fig. 56), la kaolinite est très désordonnée comme dans le profil BK6 (sur le versant en direction du collecteur secondaire), et de type fire clay. Le désordre le plus élevé s'observe à la base des horizons supérieurs meubles dans l'horizon gravillonnaire (79.4) puis en AB (79.3) où l'on note des traces de gibbsite.

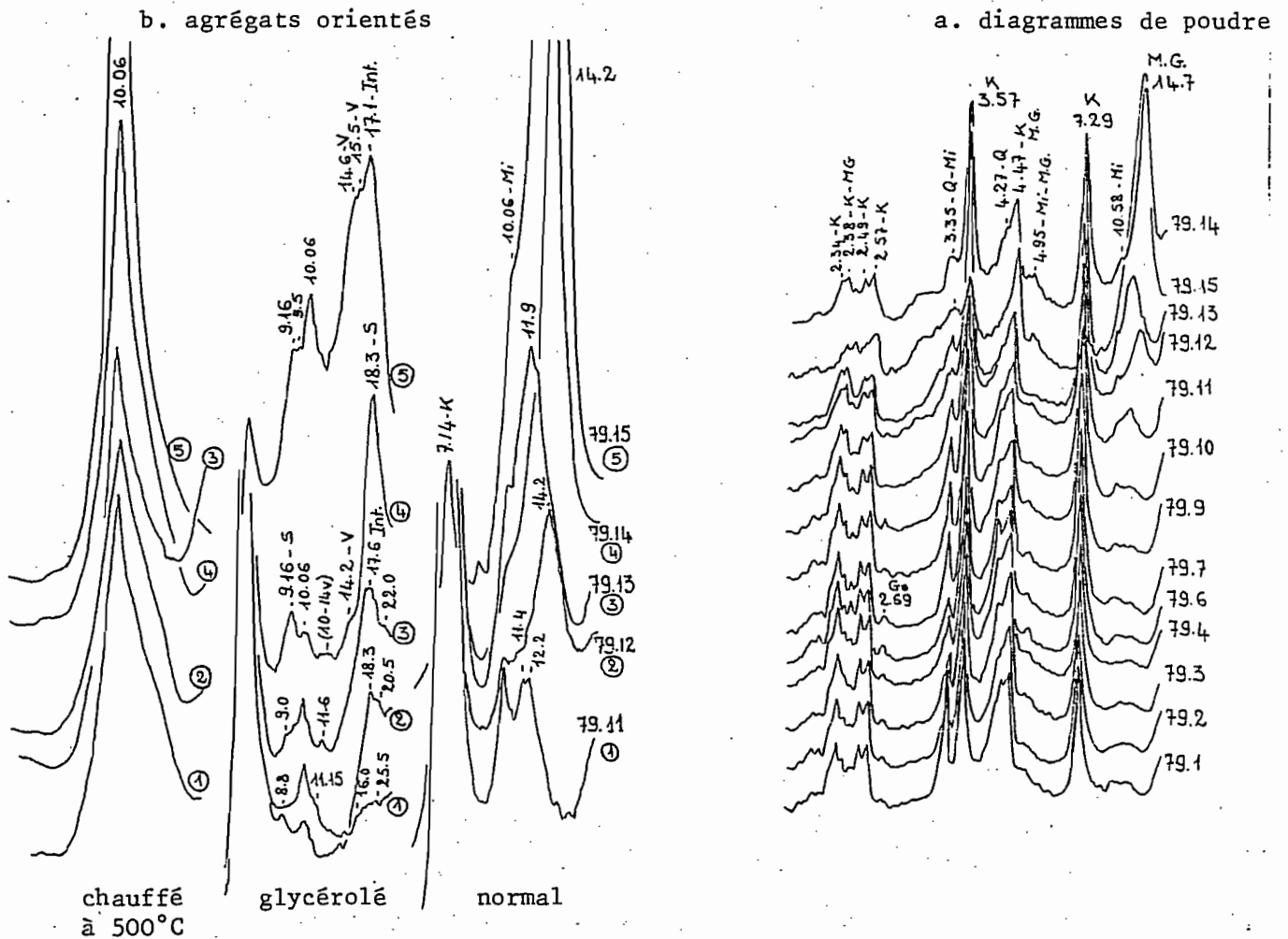


Fig. 56 - Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil BK 79.

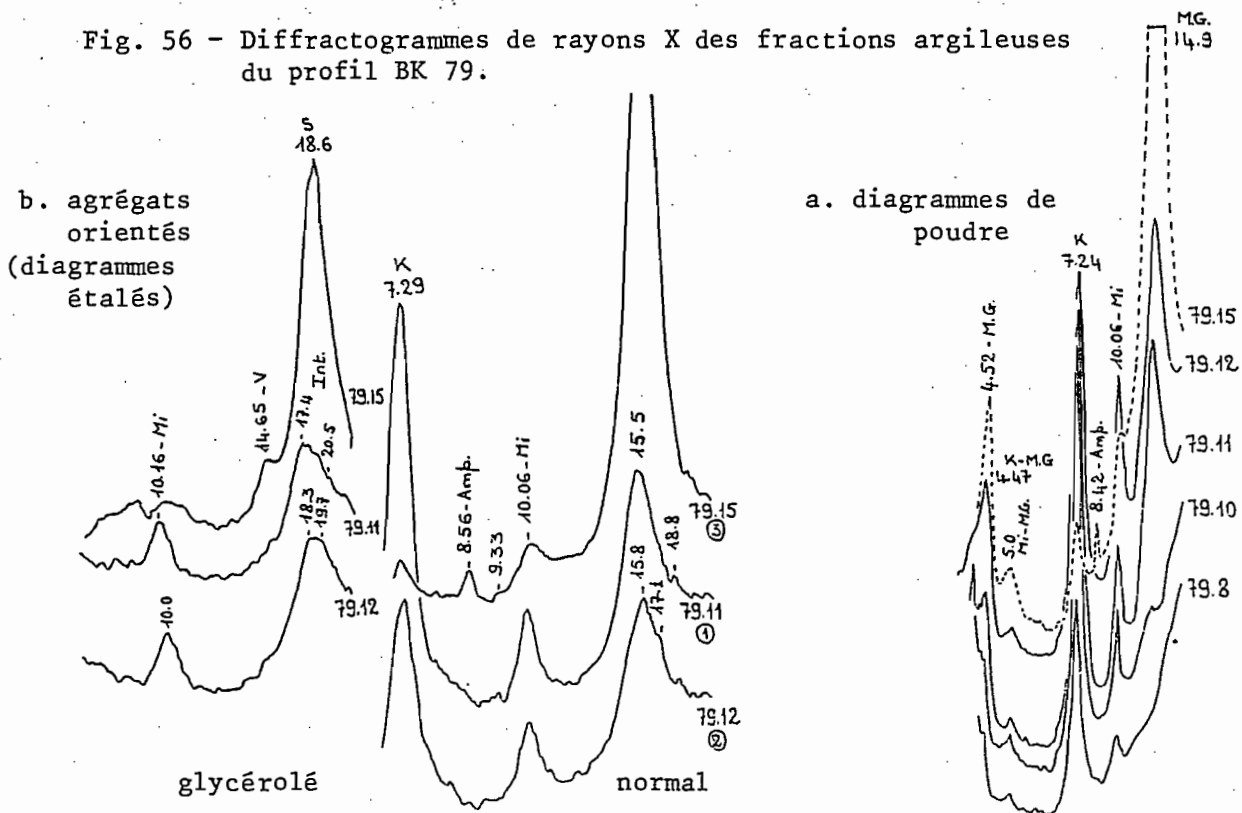


Fig. 57 - Diagrammes de rayons X de fractions limons fins du profil BK 79.
Légende : voir fig. 48.

Tableau n° 30. Analyse minéralogique des fractions argileuses par diffraction des RX.

Profil BK78, à niveau pegmatitique bien développé.

échantillons composition en %	horizon	pegmatitique	horizon	argileux	arène leuco- crate sableuse	migmatite leucocrate massive	"arène" compacte à grains grossiers	
	78.11 180-200 cm	78.12 210-230 cm	78.13 264-280 cm	78.14 307-324 cm	78.15 324-343 cm	78.16 360-380 cm	78.17(Est) 310-330 cm	78.18(Est) 355-375 cm
Kaolinite	95	95	90-95	65-70	65-70	20-25	65-70	20-25
Illite	5	5	5-10	5-10	5-10	15-20	5-10	5-10
Minéraux gonflants			traces	25-30*	25-30*	55-60	25-30*	65-70

Profil BK79, à niveau pegmatitique faiblement développé.

échantillons composition en %	horizon argileux à struct. prismatique		arène leucocrate à mésocrate	passée de pegmatite	arène mésocrate à grain grossier	
	79.10 283-296 cm	79.11 330-350 cm	79.12 400-420 cm	79.13 440-490 cm	79.14 395-410 cm (Nord)	79.15 436-460 cm (Nord)
Kaolinite	90-95	70-75	50-60	45-55	25-35	5-10
Illite	5-10	5	5	5	5	5-10
Minéraux gonflants		20-25	40-45	45-55	65-75	55-65
Vermiculite						20-25
Rapport TiO_2/Al_2O_3	3.74	3.47	3.23			

Profil BK81, sans niveau pegmatitique

échantillons composition en %	horizon à nodules ferrugineux	horizon argileux à structure	
	81.11 : 390-410 cm	81.12 : 440-460 cm	81.13 : 510-530 cm
Kaolinite	90 - 95	90 - 95	65 - 75
Illite	5 - 10	5 - 10	10 - 15
Minéraux gonflants			15 - 25
rapport TiO_2/Al_2O_3	4.92	4.18	3.89

* le diffractogramme de poudre est une bande de diffraction.

Il diminue en A₁ et plus nettement dans l'ensemble d'horizons indurés, à l'exception du sommet de celui-ci (79.6).

Plus en aval, dans le profil BK81, la kaolinite est toujours désordonnée et de type fire-clay, mais le désordre est moins grand qu'en BK79. La valeur la plus forte s'observe en B₁ (81.3 et 81.4). Il diminue en A₁ et dans l'ensemble d'horizons indurés, et beaucoup plus nettement à la partie inférieure de celui-ci (81.10 à la partie inférieure de la carapace).

En BK82, le désordre est plus élevé qu'en BK81 à la partie supérieure de l'ensemble d'horizons indurés. Comme en BK81, il diminue brusquement à sa partie inférieure.

On observe toujours un peu de quartz en A₁, des teneurs plus faibles en A₂, et seulement des traces ailleurs, avec cependant une nette augmentation dans les carapaces lavées.

2. La partie inférieure des profils.

a. La fraction argileuse.

Le tableau n° 30 donne la composition minéralogique de trois profils qui se distinguent par l'épaisseur du niveau pegmatitique et la richesse en ferromagnésiens de la roche mère. En BK78, le niveau pegmatitique est bien développé : 90 cm sur la face Ouest où il passe à un horizon où les plages argileuses (78.13 et 78.14) alternent avec de la migmatite leucocrate friable (78.15) ; 110 cm sur la face Est où il est moins altéré à sa partie inférieure et passe à une "arène" compacte à grain grossier, argilo-graveleuse à réseau de fentes de retrait engendrant une structure prismatique à cubique ou polyédrique (78.17 moins argileuse à la partie inférieure (78.18). En BK79, le niveau de pegmatite est peu épais (37 cm) et se confond avec l'horizon à nodules. L'horizon argileux à structure prismatique comporte des passées argilo-graveleuses (altération d'un faciès à grain grossier) et cède la place par endroits à un niveau de pegmatite feldspathique blanche. L'arène est dérivée de migmatite hétérogène : alternance de plages argileuses, de migmatite leucocrate friable, et de migmatite leucocrate à mésocrate friable (prélèvement face Nord de la fosse : 79.14 et 79.15). En BK81, il n'y a pas de niveau pegmatite.

Les horizons argileux et les niveaux pegmatitiques sus-jacents.

Dans les *niveaux pegmatitiques*, la composition minéralogique est la même que dans la partie inférieure de l'ensemble d'horizons indurés, avec les mêmes caractères cristallographiques pour la kaolinite. Parfois cependant, on y observe des traces d'interstratifiés irréguliers (14 M - 14 V) et des traces plus nettes d'interstratifiés (10 - 14 V), (profil BK79).

De BK79 à BK81, la partie supérieure de *l'horizon argileux à tendance verticale* montre la même composition minéralogique que le niveau pegmatitique ou l'horizon à nodules (tableau n° 30), avec cependant en BK81 une nette augmentation de l'intensité des réflexions de base (réflexions (ool)) de la kaolinite, en BK78 et 79, des traces d'interstratifiés (14 M - 14 V) et en BK81, un peu plus d'interstratifiés (10 - 14 V). A la partie inférieure de l'horizon argileux, les

minéraux gonflants apparaissent, mais en proportions encore relativement faibles (15 à 30 % selon les profils). Celles-ci dépendent d'une part, de la teneur en ferro-magnésiens de la roche mère (rapport TiO_2/Al_2O_3), d'autre part de l'épaisseur du niveau pegmatitique (tab. n° 30). Le développement des réflexions de base de la kaolinite reste toujours nettement plus accusé en BK81. Les minéraux gonflants sont de type interstratifiés irréguliers (14 M - 14 V) en BK 78 et 79, et de type smectites + interstratifiés irréguliers (14 M - 14 V) en BK81. L'irrégularité de l'interstratification dans la fraction argileuse augmente de BK81 à BK79 puis BK78.

Les arènes.

Elles ont été étudiées dans deux profils (BK78 et 79). Le tableau n° 30 résume leur composition minéralogique déterminée par diffraction des rayons X.

Dans le profil BK79, la partie inférieure de l'arène mésocrate sableuse (79.15, dans lequel les amphiboles n'ont que peu ou pas subi l'influence de l'ancienne altération kaolinique) montre des minéraux gonflants (interstratifiés réguliers (14 M - 14 V) associés à de la vermiculite, avec une proportion de l'ensemble élevée. La kaolinite est très peu représentée et de type fire clay (c'est-à-dire essentiellement liée à l'altération des plagioclases). Au sommet de cette arène (79.14) la teneur en smectites augmente aux dépens de la vermiculite, tandis que l'augmentation de la teneur en kaolinite est imputable à une altération plus poussée des plagioclases (cf. observations micromorphologiques). La kaolinite est désordonnée mais avec un meilleur développement des pics de base. Dans l'arène plus leucocrate (79.12), la diminution de la teneur en smectites est liée à celle des ferromagnésiens, cependant que leur proportion encore assez importante traduit une altération seulement partielle des plagioclases. Les smectites, dominantes sont accompagnées d'interstratifiés irréguliers (14 M - 14 V).

Dans le profil BK78, la migmatite leucocrate massive à ferro-magnésiens rares (78.16) montre une proportion assez importante de smectites accompagnées d'interstratifiés irréguliers (14 M - 14 V), qui s'explique par une altération limitée aux seules amphiboles. Dans l'arène sableuse de cette roche (78.15), l'abaissement brutal de la proportion des minéraux gonflants (interstratifiés très irréguliers (14M-14V)) est due à une altération plus poussée des plagioclases, qui donne de la kaolinite. Dans "l'arène" compacte à grains grossiers (sur roche mère plus riche en ferro-magnésiens), les proportions de smectites sont importantes à la partie inférieure (78.18) pour les mêmes raisons que dans la migmatite leucocrate massive (cela explique le peu de différence dans les teneurs en smectites de ces deux matériaux à proportions de ferro-magnésiens très inégales). A la partie supérieure de cette "arène" (78.17), l'abaissement important de la teneur en minéraux gonflants (montmorillonite + interstratifiés irréguliers (14 M-14 V)) doit être liée non seulement à une altération plus poussée des plagioclases, mais également à la transformation d'une partie des amphiboles en kaolinite.

b. Les fractions granulométriques grossières.

Elles n'ont pu être étudiées (et incomplètement) que dans le profil BK 79. Le tableau n° 31 résume les résultats, tandis que la

Tableau n° 31. Analyse minéralogique des fractions granulométriques grossières du profil BK79, par diffraction des RX.

		A1 et A2 79.1 et 79.2 0-10cm 10-18cm	B1 et horiz. gravillonnaire 79.3 et 79.4 28-39cm 47-60cm	carapace 79.6 120-140cm	ferrugineuse 79.8 220-240 cm
Liments fins	Quartz	+	+	+	+
	Microcline	+	+	0	0
	Kaolinite	++	++	+++	+
	Micas	+	traces	traces	
		horizon 79.10 283-296 cm	argileux 79.11 330-350 cm	arène leuco- crate: 79.12 400-420 cm	arène mésocrate 79.15 436-460 cm
Liments fins	Minér. argil. { Kaolinite % Illite % Min. gonflants %	70-75	35-40	30-35	90-95
		< 5	10-15	5-10	< 5
		20-25	50-55	55-60	< 5
	Minér. prim. { Quartz Microcline Plagioclase	++	+	0	0
	+	0	0	0	
	0	0	+	traces	
Liments grossiers (ou/et vermiculite)	Quartz	++++	++++	traces	0
	Microcline	+	traces	0	0
	Plagioclase	0	traces	++++	+
	Micas	0	0	+	0
	Amphibole	0	0	0	+
	Kaolinite	traces	++	++	traces
	Smectites	0	0	0	+++
Sables fins (ou/et vermiculite)	Quartz		++++	traces	traces
	Microcline		+	0	0
	Plagioclase		+	++++	++++
	Micas		+	++++	++++
	Amphibole		0	0	+
	Kaolinite		+	+++	++
	Smectites		0	0	++

Teneurs : + faibles ; ++ moyennes ; +++ assez bonnes ; ++++ bonnes.

figure n° 57 montre les diffractogrammes de poudres des fractions limons fins.

Les traits marquants qui ressortent de la lecture de ce tableau sont :

- des horizons indurés dont les fractions limons fins se distinguent de celles des horizons supérieurs meubles par une augmentation de la teneur en kaolinite (imputable à une dispersion moins bonne) et une diminution de celle du microcline (altération plus poussée).

- des minéraux gonflants nettement plus abondants dans les fractions limons fins de la partie inférieure du profil (horizon argileux et arènes) que dans les fractions argileuses correspondantes. A la partie supérieure de l'horizon argileux (79.10), les minéraux gonflants sont exclusivement localisés dans les limons fins. Ils sont constitués (fig. 57) dans l'arène mésocrate sableuse (79.15) de smectites auxquelles est associée un peu de vermiculite, dans l'arène leucocrate (79.12) et dans la partie inférieure de l'horizon argileux (79.11), de smectites et d'interstratifiés (14 M - 14 V) (à désordre faible dans l'horizon argileux en 79.11, plus élevé dans l'arène leucocrate). Le désordre dans les interstratifiés s'accroît de bas en haut du profil, et des matériaux sur roche mésocrate aux matériaux sur roche leucocrate. Cette échelle est la même dans les fractions argileuses.

- des smectites encore assez abondantes dans les fractions limons grossiers, et moyennement représentées dans les fractions sables fins de l'arène mésocrate. Elles sont accompagnées d'un peu d'amphiboles et disparaissent des limons grossiers et sables fins des autres échantillons en même temps que ces dernières : les smectites semblent liées aux amphiboles.

- la répartition des plagioclases, complètement absents de la partie supérieure de l'horizon argileux (les sables fins n'ont pas été traités mais l'analyse chimique montre l'absence de plagioclases dans l'échantillon total), en faible quantité dans sa partie inférieure où ils sont localisés dans les sables fins, abondants dans l'arène leucocrate (où ils sont localisés dans les sables fins et les limons grossiers) et dans l'arène mésocrate (où ils sont localisés dans les fractions sableuses) : l'altération des plagioclases ne se poursuit plus aujourd'hui. Elle a été totale ou quasi totale dans l'horizon argileux, amorcée dans l'arène leucocrate, quasi inexistante dans la partie inférieure de l'arène mésocrate qui n'a ainsi que peu ou pas subi l'influence de l'ancienne altération kaolinique. Ces résultats rejoignent ceux de l'étude micromorphologique.

c. La terre totale.

Les diffractogrammes de RX de la terre totale (fig. 58) ont été réalisés sur le profil BK81, dont le tableau n° 32 donne quelques caractéristiques chimiques nécessaires à l'interprétation des résultats.

La partie supérieure de l'horizon argileux (81.12) sous-jacente aux horizons indurés est essentiellement constituée de kaolinite et de quartz. Les minéraux gonflants, absents de la fraction argileuse, apparaissent en petite quantité dans la terre totale. Il s'agit d'interstratifiés très irréguliers (14 M - 14 V). La teneur en micas est faible, le microcline est moyennement représenté. L'analyse triacide,

K = kaolinite
 Mi = micas
 Q = quartz
 Amp = amphiboles
 MG = minéraux gonflants

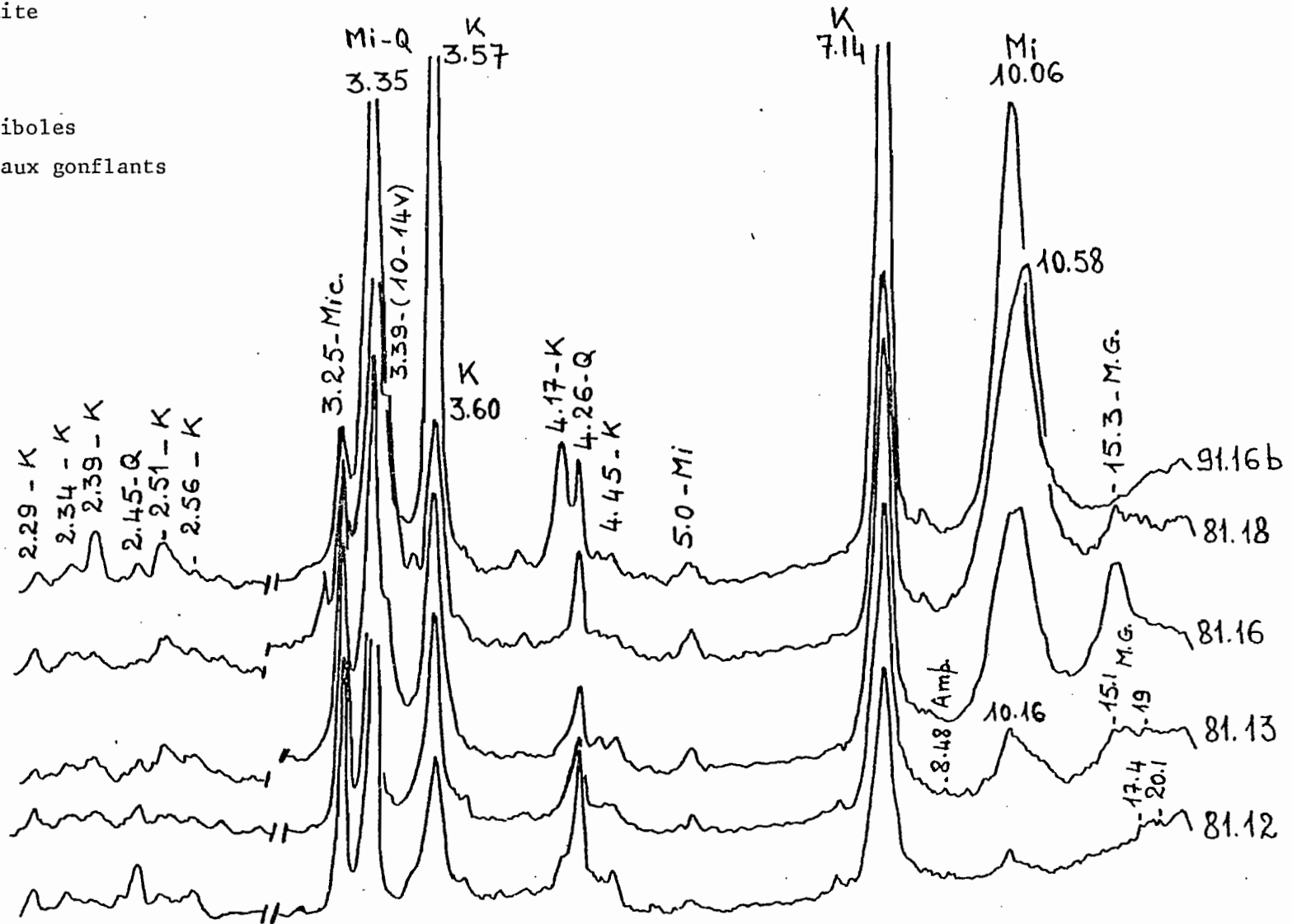


Fig. 58 - Diffractogrammes de rayons X du profil BK 81 et de l'arène mésocrate du profil BK 91 (91.16 b), diagrammes de poudre de terre totale.

confirme l'altération de la biotite et l'accumulation relative du microcline.

Tableau n° 32. Quelques caractéristiques chimiques du profil MK81 (analyse triacide avec analyse totale du résidu).

Échantillon prof. de prélèvement en cm horizon	81.10 340-360 carapace	81.11 390-410 Arg. à mod. fer.	81.12 440-460 argileux	81.13 510-530 argileux	81.15 550-570 arène	81.16 610-630 argileuse	81.17 660-680 argileuse	81.18 720-740
H ₂ O ⁻ %	1.02	0.89	1.13	2.24	2.42	2.51	3.15	2.00
H ₂ O ⁺ %	7.70	6.85	7.85	8.45	8.25	8.15	8.05	7.60
MgO soluble %	0.14	0.17	0.33	0.91	1.38	1.52	1.82	1.71
K ₂ O soluble %	0.29	0.29	0.52	0.77	0.88	0.88	1.21	1.10
K ₂ O sol / (MgO sol + MgO total)	2.07	1.71	1.58	0.85	0.64	0.58	0.66	0.64
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.36	4.92	4.18	3.89	3.74	3.73	3.74	3.74
Résidu total %	32.9	43.1	37.3	30.3	26.0	25.7	27.2	30.0
Al ₂ O ₃ insoluble %	0.95	2.55	2.03	1.83	1.95	2.01	2.94	2.14
K ₂ O insoluble %	0.63	2.20	1.56	1.57	1.51	1.34	1.50	1.54
Na ₂ O insoluble %	0.07	0.11	0.10	0.11	0.15	0.17	0.44	0.18

Dans la partie inférieure de l'horizon argileux (81.13), les interstratifiés très irréguliers (14 M - 14 V) sont moyennement représentés; la teneur en micas (partiellement ouverts) est moyenne, celle du microcline est pratiquement inchangée. L'analyse triacide confirme l'augmentation de la quantité de biotite (teneurs en K₂O et MgO solubles) et de minéraux gonflants (la teneur en eau d'hydratation est multipliée par 2). La kaolinite paraît plus abondante (d'après les intensités des réflexions (ool)). Il s'agit de kaolinite dérivée de feuillets micacés.

De 81.13 à 81.16 ("arène" argileuse); la proportion de biotite (partiellement ouverte) augmente brusquement ainsi que celle des smectites (qui prennent le relai des interstratifiés irréguliers), l'altération de la biotite est beaucoup moins poussée (ouverture plus faible). Le tableau n° 32 montre que dans l'arène, le rapport K₂O soluble/MgO total est essentiellement lié à l'évolution de la biotite: le MgO des amphiboles est donc vraisemblablement lessivé. De 81.13 à 81.16, la variation de la capacité d'échange suit celle de la proportion de smectites, l'évolution de la teneur en MgO (+ 67 %) traduit bien celle de la biotite. Par contre, la teneur en K₂O soluble (+ 14 %) ne la suit pas. Cela suggère qu'en 81.13, les sources de micas ne se limitent pas à la biotite: une partie des micas provient de l'évolution des vermiculites dérivées des amphiboles. Par rapport à 81.16, l'évolution des amphiboles en 81.13 est plus poussée dans la filière kaolinique.

Long Term de Carpe

La proportion de kaolinite reste assez constante de 81.13 à 81.16, avec seulement, dans ce dernier, une plus forte intensité des réflexions de base (réflexions (001)) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl). La kaolinite dérivée de feuillets micacés est donc en fait moins abondante en 81.13 alors que l'évolution des ferro-magnésiens dans la filière kaolinique y est plus poussée qu'en 81.16. Cette diminution de la proportion de macrokaolinite en 81.13 doit être imputable à sa destruction par une pédoplasation poussée. Les tailles de la kaolinite et d'une façon générale des minéraux argileux, sont plus grossières en 81.16. Cette localisation préférentielle, en 81.16, des minéraux argileux dans les fractions granulométriques grossières, explique que l'augmentation de la teneur en eau d'hydratation (+ 12 % par rapport à 81.13) soit très inférieure à celle des minéraux gonflants.

Par rapport à sa partie supérieure (81.16), la partie inférieure de l'arène (81.18) montre : une nette augmentation de la teneur en biotite (dont l'ouverture est un peu plus prononcée), une forte diminution de la proportion des minéraux gonflants qui sont à nouveau des interstratifiés très irréguliers, une augmentation de la teneur en quartz aux dépens du microcline, une diminution de celle de la kaolinite, l'apparition d'un peu de plagioclase. L'analyse triacide confirme la diminution de la teneur en minéraux gonflants (cf. teneurs en eau d'hydratation), une augmentation moins importante de celle de la biotite (cf. K_2O et MgO solubles) plus ouverte qu'en 81.16 (augmentation du rapport K_2O soluble/ MgO). En résumé, la partie inférieure de l'arène montre une argilification moins forte imputable à une roche mère plus pauvre en minéraux facilement altérables (amphiboles et plagioclases). Cependant, le rapport TiO_2/Al_2O_3 indique une richesse en ferro-magnésiens inchangée par rapport à la partie supérieure, mais ces derniers sont représentés essentiellement par la biotite : *les smectites sont exclusivement liées aux amphiboles.*

En 81.16 et 81.18, *la kaolinite dérivée de feuillets micacés ne provient pas de l'évolution de la biotite, elle provient donc exclusivement de celle des vermiculites dérivées des amphiboles.*

En conclusion, l'absence de niveau pegmatitique, associée probablement à une texture plus poreuse de la roche mère, se traduit par une pénétration très profonde du front de l'ancienne altération kaolinique. Les pH du complexe absorbant dans l'horizon argileux et dans l'arène (pH eau = 5.7 à 5.8, pHKCl de l'ordre de 4.30) confirme l'influence de l'altération kaolinique.

d. Interprétation de l'étude minéralogique.

- (1) Les horizons supérieurs meubles et l'ensemble d'horizons indurés.

Dans les profils étudiés, on n'observe pas d'évolution de la composition minéralogique de la fraction argileuse le long de la pente. Par rapport au versant en direction du collecteur secondaire, les interstratifiés gonflants disparaissent. Comme dans les profils de l'extrémité de ce dernier (BK6), le désordre de la kaolinite est plus accentué dans les horizons supérieurs meubles que dans les horizons indurés que l'analyse triacide désigne comme les niveaux d'altération la plus poussée (sauf en BK79 où l'horizon gravillonnaire (79.4) qui montre la

kaolinite la plus désordonnée, correspond également à l'altération la plus poussée, avec un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ nettement inférieur à 2). Le désordre plus accentué dans les horizons supérieurs meubles, indique une évolution régressive très prononcée de la kaolinite, alors que l'analyse triacide et les diffractogrammes de RX des fractions granulométriques grossière de ces horizons montrent que leur altération est moins poussée. L'observation au microscope électronique à transmission montre que ce désordre est associé à des formes cristallines beaucoup moins hexagonales, souvent arrondies (Pl. IV, 5; 6). *La kaolinite des horizons supérieurs meubles provient donc de niveaux plus fortement altérés que les carapaces et cuirasses sous-jacentes, alors que leur résidu d'altération est hérité de niveaux à altération moins poussée. Ces caractères suggèrent l'intervention de processus de remaniement dans la différenciation des horizons supérieurs meubles.*

Comme dans l'ensemble des horizons supérieurs meubles déjà étudiés, le quartz est le constituant essentiel des fractions limons fins et limons grossiers. Il se retrouve jusque dans les fractions argileuses où il est une caractéristique presque spécifique de ces matériaux et notamment des horizons A. Sa présence dans les horizons de profondeur est associée à des accumulations de quartz très fin sous l'influence des processus de lavage. On peut donc dire que dans les matériaux supérieurs meubles, sa présence est également liée soit à des processus d'apport soit à une plus forte altération.

(2) La partie inférieure des profils.

Comme sur le versant en direction du collecteur secondaire, les minéraux gonflants sont essentiellement liés à l'évolution des amphiboles.

L'altération kaolinique a fortement traversé, dans tous les cas, les niveaux pegmatitiques sous lesquels l'étagement de ses stades est fonction de leurs épaisseurs. C'est ainsi que l'apparition des minéraux gonflants, et en particulier des smectites dans la partie supérieure des horizons argileux est plus liée à l'épaisseur du niveau pegmatitique qu'à la richesse en ferro-magnésiens de la roche mère. Plus bas, à la partie inférieure de ces horizons, il y a une diminution de l'intensité de l'altération kaolinique et les proportions de smectites sont une fonction de la texture de la roche mère et de sa richesse en amphiboles. L'altération des amphiboles en kaolinite se fait toujours par l'intermédiaire de la vermiculite puis de feuillets micacés selon le schéma de WACKERMANN (1975). Il s'agit de kaolinite dérivée de feuillets micacés.

Dans les arènes, les proportions de minéraux gonflants, et en particulier des smectites dans les fractions argileuses dépendent encore de l'intensité de l'ancienne altération kaolinique à laquelle le faciès mésocrate à grain grossier a été plus sensible que le faciès leucocrate à grain fin très pauvre en ferromagnésiens. Elles sont donc encore fonction de la texture de la roche mère, outre sa richesse en amphiboles. Il en est de même de la nature des minéraux gonflants. C'est seulement lorsqu'on atteint la limite inférieure de pénétration de l'ancienne altération kaolinique que les quantités de smectites sont proportionnelles à celles des amphiboles, en même temps qu'elles ne sont plus accompagnées d'interstratifiés hérités de l'évolution

kaolinique. L'altération est alors faible et essentiellement limitée aux amphiboles. Dans tous les cas, ces minéraux argileux dérivés des amphiboles par une suite de transformations sont localisés dans les fractions granulométriques grossières, et l'étude de la seule fraction argileuse ne peut rendre compte de la teneur et de la nature des minéraux argileux du complexe d'altération.

L'étude des différentes fractions granulométriques montre le faiblissement de l'altération kaolinique en-dessous des horizons argileux à tendance verticale et permet de préciser la limite inférieure de sa pénétration.

B. La partie moyenne du versant (BK 86 à 92).

- a. Les horizons supérieurs meubles et l'ensemble d'horizons indurés.

L'étude n'a été effectuée que sur le profil BK86. La composition minéralogique des fractions argileuses, ainsi que ses variations restent inchangées par rapport à la partie amont du versant, mais avec un désordre moins grand pour la kaolinite (le désordre maximum se situe en B21, c'est-à-dire, comme en BK81, à la base des horizons supérieurs meubles sans nodules ferrugineux. Il est accompagné de traces de gibbsite). Le désordre minimum se situe en A₁ et à la partie inférieure des horizons indurés.

- b. Les horizons bigarrés ou tachetés.

Dans le profil BK86, de 86.13 à 86.15 (375-395 cm), l'horizon bigarré montre une composition minéralogique identique à celle de la partie inférieure de l'ensemble d'horizons indurés, mais avec en 86.14 (355-375 cm) des traces d'interstratifiés (10 - 14 V), et en 86.15 (horizon tacheté) des traces de minéraux gonflants ou de vermiculite. La partie inférieure de l'horizon tacheté n'a pu être étudiée dans le profil BK86, mais dans le profil BK89, les minéraux gonflants (interstratifiés gonflants très irréguliers en 81.14) apparaissent en petite quantité (10 - 15 % en 89.13 : 430 - 450 cm, et 15-20 % en 89.14 : 505-525 cm) alors qu'elles sont absentes de la partie supérieure en 89.12 (340 - 360 cm).

- c. Les arènes.

Elles ont été étudiées dans le profil BK86. La kaolinite reste le minéral essentiel de la fraction argileuse, tant dans les faciès mésocrates que dans les passées leucocrates les plus pauvres en ferro-magnésiens (70 à 90 %). Les micas sont plus importants dans les premiers (15 à 20 %) et réduits à des traces dans les seconds (5 % environ). On observe en outre de petites quantités de minéraux gonflants (10 - 15 % environ dans les faciès mésocrates, 5 - 10 % dans les faciès leucocrates assez pourvus en ferro-magnésiens, nulles dans les passées les plus pauvres en ferro-magnésiens). Ce n'est qu'à la base du profil observé (86.24 : 755-765 cm) que la teneur en minéraux gonflants augmente brusquement (40-45 %).

Les minéraux gonflants sont des interstratifiés irréguliers smectites - vermiculite dont le degré de désordre augmente du bas

pour

en haut du profil et des faciès mésocrates aux faciès leucocrates. A la base du profil, en 86.24, en même temps que leur teneur augmente, les interstratifiés gonflants, irréguliers passent à des interstratifiés réguliers smectites-vermiculite.

La kaolinite est bien ordonnée et appartient à deux types différents :

- dans les arènes leucocrates très pauvres en ferro-magnésiens elle est très bien cristallisée et le degré d'organisation est le même que dans les profils KY1 et KY3 de la partie amont de la toposéquence de Yerma.

- dans les faciès mésocrates, elle a les caractéristiques des kaolinites dérivées de feuillets micacés (grand développement des réflexions de base) et est accompagnée d'une proportion plus élevée de micas. Ces caractéristiques s'intensifient d'une part avec la teneur en ferro-magnésiens de la roche mère (et dans ce sens avec la proportion de minéraux gonflants), d'autre part avec le degré d'altération jusqu'à une certaine limite (leur développement maximum s'observe en 86.19 : 550-570 cm, avec 10-15 % de minéraux gonflants pour une roche mère aussi riche en ferro-magnésien qu'en 86.24). Au-dessus de 86.19, leur intensité diminue pour une teneur identique des roches mères en ferro-magnésiens (il faut y voir la conséquence d'une localisation préférentielle de ce type de kaolinite dans des fractions granulométriques de plus en plus grossières.

Plus en aval, dans le profil BK91, l'arène mésocrate de la base (91.16 b : 610-620 cm) est constituée (fig. n°58.) de micas (biotite), de kaolinite et de quartz, avec un peu de microcline et des traces d'interstratifiés (14 M - 14 V). La kaolinite montre un très grand développement des réflexions de base. Elle est dérivée de feuillets micacés c'est-à-dire des vermiculites issues des amphiboles, puisqu'il y a accumulation relative de biotite.

d. Interprétation.

(1) Les horizons supérieurs meubles et l'ensemble d'horizons indurés.

Il n'y a pas de variations significatives par rapport à la partie précédente de la pente.

(2) La partie inférieure des profils.

Dans les horizons bigarrés ou tachetés qui remplacent les horizons argileux à tendance verticale, les minéraux gonflants, absents de la partie supérieure, sont présents en petites quantités dans la partie inférieure. Leur présence dans ces horizons à faciès typiquement kaolinique est imputable à la forte teneur en amphiboles de la roche mère. Une faible partie de celles-ci n'a pas été jusqu'au stade ultime de la kaolinite. On remarque en effet, que les stades d'altération kaolinique des amphiboles sont d'autant plus étagées que ces dernières sont abondantes (cf. comportement des smectites des faciès mésocrates aux faciès leucocrates).

En BK86 et 89, l'absence de niveau pegmatitique, la texture probablement plus poreuse de la roche mère, se traduisent par une pé-

nétration profonde de l'altération kaolinique, avec une forte intensité dans les arènes : les proportions de minéraux gonflants restent les mêmes que dans l'horizon bigarré. Elles sont étroitement dépendantes de celles des ferro-magnésiens, c'est-à-dire des amphiboles (il y a accumulation relative de la biotite). Elles ne sont relativement importantes qu'à une grande profondeur (vers 750 cm) comme sur la toposéquence de Yerma. La forte diminution du désordre des interstratifiés indique alors un faiblissement prononcé de l'ancienne altération kaolinique.

A l'aval de cette portion de pente, en BK91, l'altération kaolinique a pénétré à grande profondeur avec une intensité encore plus forte dans une roche mésocrate, avec transformation totale des amphiboles en kaolinite. Cette arène kaolinique est actuellement baignée par une nappe basique, sans que l'on observe la moindre évolution de la biotite vers l'ouverture.

C. La partie inférieure du versant (BK 93 à 95) et la plaine basse (BK 96).

L'étude a porté sur les horizons supérieurs meubles des profils BK 94 et 96. En BK94, les fractions argileuses ont la même composition qu'à l'amont et les caractères cristallographiques de la kaolinite sont à peu près les mêmes que dans le profil BK86. Dans les horizons A (A₁ à AB), le désordre est moyen et se manifeste essentiellement selon l'axe b (bande de diffusion (02) alors que les triplets de $\theta = 17^\circ$ à $\theta = 20^\circ$ sont bien résolus). Il augmente brusquement à la partie supérieure de B21, puis progressivement pour atteindre un maximum de B22. Il diminue à nouveau en B3 où il est du même ordre de grandeur ou plus faible que dans les horizons A. Les variations du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ suivent assez bien celles du désordre de la kaolinite. Celles des teneurs en minéraux altérables (microcline essentiellement) ne les suivent que de A1 à B22.

D. Conclusion.

Les différences avec la toposéquence de Bissighin consistent en un enfoncement plus prononcé du front de transformation totale (ou presque) des amphiboles en kaolinite, sur la majeure partie du versant, en l'absence d'injection de pegmatite. Les teneurs en minéraux gonflants et la nature de ces derniers sont alors en fonction de la profondeur et de la proportion d'amphiboles de la roche mère. Les teneurs en minéraux gonflants et le degré de régularité de l'interstratification augmentent avec ces deux paramètres. Les parties moyenne et inférieure du versant sont ainsi le siège d'une altération kaolinique de même intensité que sur la toposéquence de Yerma. Cependant, en l'absence de niveaux pegmatitiques, l'hétérogénéité des faciès semble pouvoir agir dans le même sens que ceux-ci (de manière beaucoup plus amortie). Cela explique la présence à la partie inférieure de certains horizons bigarrés et des arènes sous-jacentes (profils BK86 et 89) de faibles quantités de smectites inexistantes sur les faciès mésocrates homogènes de la partie inférieure du versant.

Chapitre V

LA CARACTÉRISATION CHIMIQUE ET PHYSICO-CHIMIQUE DES FORMATIONS PÉDOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT

Les résultats d'analyses (triacide avec analyse du résidu d'attaque, complexe absorbant, granulométrie) ont été traités par l'analyse factorielle des correspondances (BENZECRI et al., 1973), bien adaptée au traitement des tableaux dont les individus ont des caractères de natures variées. On trouvera, en annexe une description résumée de la méthode. L'analyse peut être effectuée ici, soit sur les données brutes (lorsque les caractères pris en considération sont homogènes, par exemple les pourcentages pondéraux des différents éléments chimiques), soit sur les données transformées en valeurs booléennes. Dans ce dernier cas, on découpe celles-ci en un nombre de modalités ou classes à effectifs égaux ou inégaux.

I. La composition chimique (attaque triacide avec analyse du résidu).

A. Analyse factorielle des correspondances sur données brutes.

Le tableau n° 33 donne la liste des variables brutes qui déterminent les axes ou/et leur sont corrélées.

1. L'axe 1 et le facteur 1.

L'axe 1 exprime une opposition très tranchée. Les matériaux se répartissent essentiellement selon leurs teneurs en SiO_2 insoluble : l'opposition entre les associations géochimiques sur l'axe 1 signifie une incompatibilité entre les fortes teneurs en SiO_2 insoluble et les fortes teneurs en Al_2O_3 et SiO_2 solubles. C'est une différenciation liée au degré d'altération et à la nature de la roche mère.

Le facteur 1 positif individualise les matériaux caractérisés par les plus fortes teneurs en silice et alumine solubles, et en eau d'hydroxylation. Ce sont :

(1) matériaux les plus fortement corrélés à l'axe ($\cos^2 \beta \geq 0.8$) :

1967

- les matériaux dérivés de roches mésocrates et fortement altérés, où tous les minéraux primaires, sauf le quartz sont kaolinisés : horizons bigarrés ou tachetés amont (KY 1 - 3 - 8 et 25) et parfois aval (BK93, à la partie inférieure du versant de Basséko).

- les arènes mésocrates pauvres en feldspaths potassiques et en quartz, où amphiboles et plagioclases ont été entièrement kaolinisés (profil KY25 : 25.12 à 19), et l'horizon jaune rouge sous-jacent à la cuirasse sommitale de la butte témoin (KY 20.9).

(2) matériaux bien corrélés à l'axe ($0.8 > \cos^2 \beta \leq 0.7$) :

- l'horizon tacheté ou bigarré en KY1 (1.14 à 1.19), dérivé de roche mésocrate à leucocrate, avec kaolinisation complète de tous les minéraux primaires à l'exception du quartz.

- l'horizon à nodules ferrugineux sous-jacent à la carapace en BK20 (partie inférieure du versant de Bissighin).

- les arènes smectitiques dérivées des faciès les plus riches en ferro-magnésiens, et dans lesquelles la kaolinisation est assez poussée (arènes jaune pâle du profil KY25) ; des arènes mésocrates très altérées, où amphiboles et plagioclases sont complètement kaolinisés (profil BK91, partie inférieure du versant de Basséko).

(3) matériaux assez bien corrélés à l'axe ($0.7 > \cos^2 \beta \leq 0.5$):

- des horizons tachetés amont sans nodules (KY3) ou à nodules (B2 du profil KY25, B3 du profil KY23).

- des horizons indurés (carapace et horizon à nodules sous jacent en BK11, cuirasses et carapaces en BK79 et 81.

- ensemble de la partie inférieure du profil BK81 (horizon argileux et arènes.

- horizon bigarré du profil BK29.

Le facteur 1 négatif individualise les matériaux riches en silice insoluble (quartz, feldspaths ou même amphiboles). Il s'agit, soit d'arènes leucocrates, à teneurs en ferro-magnésiens variables, très peu altérés, soit d'arènes leucocrates pauvres en ferro-magnésiens, à plagioclases altérés mais à microcline très abondant et non altéré (KY3), soit d'horizons A, parfois AB, sableux.

Le passage du facteur 1 positif au facteur 1 négatif est donc une limite d'altération ou (et) pétrographique dans un profil donné. Sur roche leucocrate très pauvre en ferro-magnésiens, elle se situe à l'apparition du microcline dans le résidu d'altération. Sur roche mésocrate, elle coïncide avec l'apparition de teneurs notables en CaO, MgO et Na₂O insolubles caractérisant les matériaux à faible hydroxylation (smectites exclusives de par la faible altération des plagioclases et l'évolution des amphiboles uniquement vers les smectites : arènes du profil BK13.

2. L'axe 2 et le facteur 2.

Alors que le facteur 1 négatif individualise surtout les roches leucocrates à microcline abondant, le facteur 2 négatif individualise les roches mésocrates, ainsi que les arènes à faible altération (plagio-

Tableau n°33. Analyse des correspondances sur données brutes (triacide) : axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.

Facteurs et axes λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	variables déterminant l'axe avec $\cos^2\beta$ et contribution relative au moment d'inertie de l'axe en %			
	Coordonnées > 0		Coordonnées < 0	
Facteur 1, axe 1 $\lambda 1 = 0.2036$ $\tau 1 = 53.977 \%$	Al ₂ O ₃ soluble : 0.792	12.1 %	SiO ₂ insoluble : 0.876	37.8 %
	Fe ₂ O ₃ soluble : 0.507	18.0 %	Al ₂ O ₃ insoluble : 0.328	6.4 %
	SiO ₂ soluble : 0.724	13.8 %	K ₂ O insoluble : 0.294	2.0 %
	H ₂ O ^f (perte au feu) : 0.933		Na ₂ O insoluble : 0.203	1.8 %
	TiO ₂ soluble : 0.428	0.3 %		
Facteur 2, axe 2 $\lambda 2 = 0.0730$ $\tau 2 = 19.346 \%$	SiO ₂ insoluble : 0.118	14.2 %	Al ₂ O ₃ insoluble : 0.559	30.3 %
	Fe ₂ O ₃ soluble : 0.044	4.4 %	Na ₂ O insoluble : 0.557	13.8 %
			CaO insoluble : 0.566	10.3 %
			MgO soluble : 0.549	7.5 %
			K ₂ O soluble : 0.503	2.8 %
			CaO soluble : 0.239	2.4 %
Facteur 3, axe 3 $\lambda 3 = 0.0511$ $\tau 3 = 13.561 \%$	Fe ₂ O ₃ soluble : 0.442	62.3 %	SiO ₂ soluble : 0.175	13.3 %
	MnO ₂ soluble : 0.213	0.9 %	Al ₂ O ₃ soluble : 0.167	10.2 %
Facteur 4, axe 4 $\lambda 4 = 0.0176$ $\tau 4 = 4.685 \%$	Fe ₂ O ₃ insoluble : 0.304	13.1 %	K ₂ O insoluble : 0.399	31.7 %
	MgO insoluble : 0.302	11.7 %	Al ₂ O ₃ insoluble : 0.070	15.6 %
	CaO soluble : 0.157	6.4 %		
	CaO insoluble : 0.095	7.1 %		
Facteur 5, axe 5 $\lambda 5 = 0.01057$ $\tau 5 = 2.804 \%$	MgO insoluble : 0.207	13.4 %	H ₂ O ⁻ : 0.357	36.0 %
	Fe ₂ O ₃ insoluble : 0.159	11.5 %	MgO soluble : 0.121	11.4 %

type type de fracture

clases peu ou pas altérés) qui en dérivent. Ces matériaux ne sont pas pris en compte par l'axe 1 positif parce qu'ils n'ont pas subi une accumulation relative d'alumine suffisante (pas d'altération, ou formation exclusive de smectites, d'où une faible hydroxylation. Ils ne sont pas pris en compte non plus par l'axe 1 négatif parce qu'insuffisamment riches en silice insoluble (arènes mésocrates pauvres en feldspaths, la biotite et l'amphibole altérée étant soluble au triacide). Il s'agit essentiellement des roches mésocrates, des arènes smectitiques à plagioclases peu ou pas altérés (BK13 principalement et qui déterminent l'axe, avec KY3; BK8 - 11 - 14 - 20 - 79).

Le facteur 2 positif individualise des matériaux caractérisés surtout par leur pauvreté en alumine insoluble non imputable à la roche mère (richesse en silice insoluble), donc liée à une forte altération, leur richesse en silice insoluble non liée à l'alumine (quartz) et parfois en fer. Il s'agit de cuirasses et carapaces, et de la base des horizons supérieurs meubles.

3. L'axe 3 et le facteur 3.

L'axe 3 est essentiellement déterminé par la variable Fe_2O_3 soluble, à laquelle est associé MnO_2 . Cependant, Fe_2O_3 n'est que partiellement expliqué par l'axe 3 ($\cos^2 \beta = 0.442$) parce que les matériaux riches en fer se partagent entre l'axe 1 positif (matériaux dérivés de roches mésocrates) et l'axe 3 positif (matériaux dérivés de roches mésocrates) et l'axe 3 positif (matériaux dérivés de roches leucocrates : pauvreté en Al_2O_3 et SiO_2 solubles). L'axe 3 positif groupe l'ensemble des cuirasses et carapaces.

Le facteur 3 négatif (matériaux riches en SiO_2 et Al_2O_3 solubles) individualise :

- les matériaux fortement altérés (kaolinisation complète des minéraux primaires à l'exception du quartz) dérivés de roches leucocrates pauvres en quartz, ou leucocrates à mésocrates : arènes fortement altérées des profils KY 1-3 et 8, BK 28 (dans la plaine basse de Bissighin), horizons bigarrés ou tachetés amont (KY1-3 et 23).

- les matériaux assez fortement altérés (kaolinisation totale des amphiboles et des plagioclases, partielle de la biotite, microcline peu altéré) dérivés de roches mésocrates plus riches en quartz et en microcline : (arènes et horizon tacheté du profil BK32).

L'axe 3 redifférencié ainsi des matériaux déjà individualisés par l'axe 1 positif, mais que ce dernier explique mal ($\cos^2 \beta$ faible) : fortes teneurs en fer, mais pauvreté en SiO_2 et Al_2O_3 solubles, ou assez fortes teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 solubles, mais teneurs en fer faibles.

4. Les axes 4 et 5.

L'axe 4, qui oppose les roches mésocrates (les seules à contenir beaucoup d'amphiboles) aux arènes leucocrates, montre que Fe_2O_3 et MgO insolubles, et CaO soluble sont liés aux amphiboles.

L'axe 5 oppose les roches non ou peu altérées riches en amphiboles (facteur 5 positif) et les matériaux smectitiques (riches en eau d'hydroxylation) à forte teneur en MgO soluble non lié à K_2O soluble.

L'opposition porte uniquement sur l'altération des amphiboles (MgO et Fe₂O₃ insolubles s'opposent à MgO soluble). L'altération actuelle des matériaux smectitiques qui déterminent l'axe 5 négatif porte essentiellement sur les amphiboles. Il s'agit de l'arène argilo-limoneuse et de l'argile vertique du profil BK 13.

5. Conclusion.

L'analyse factorielle sur données brutes est riche d'enseignements sur la géochimie des matériaux constitutifs des sols. L'analyse sur variables éclatées (données brutes découpées en classes ou modalités) va préciser et compléter ces enseignements.

B. L'analyse sur variables éclatées.

Plusieurs découpages ont été réalisés pour tester la validité des axes d'inertie. On n'en retiendra qu'un. Les variables ont été découpées en modalités à effectifs inégaux d'après les histogrammes de leurs valeurs :

- CS (CaO soluble), NS (Na₂O soluble), FI (Fe₂O₃ insoluble), TI (TiO₂ insoluble), MI (MgO insoluble) en deux modalités.

- H₁ (eau d'hydratation), Mn (MnO₂ soluble), MS (MgO soluble), AI (Al₂O₃ insoluble), CI (CaO insoluble) et NI (Na₂O insoluble) en trois modalités (H₁ O₁ - H₁ O₂ - H₁ O₃ ... etc).

-H₂ (eau d'hydroxylation), SS (SiO₂ soluble) AS (Al₂O₃ soluble), TS (TiO₂ soluble), KS (K₂O soluble), SI (SiO₂ insoluble), KI (K₂O insoluble) en quatre modalités.

- FS (Fe₂O₃ soluble en 5 modalités.

Le tableau n° 34 donne la liste des variables qui déterminent les axes et(ou) leur sont corrélées.

1. L'axe 1 et le facteur 1.

Le facteur 1 négatif individualise les matériaux les plus riches en eau d'hydroxylation, en silice et alumine solubles, et les plus pauvres en résidu d'altération autre que le quartz (Al₂O₃, K₂O et Na₂O insolubles). Ce sont les plus fortement altérés, avec kaolinisation complète des minéraux primaires autres que le quartz (hydroxylation maximum): arènes leucocrates fortement altérées du profil KY1, horizons bigarrés ou tachetés amont (KY1 - 3 - 8 et 25) ou aval (BK 32-29 de la plaine basse de Bissighin : BK 93, de la partie inférieure du versant de Basséko), des cuirasses et carapaces aval (BK 8-13-32 du versant de Bissighin ; BK 79-81 de celui de Basséko).

On retrouve là les matériaux les plus fortement corrélés au facteur 1 positif de l'analyse sur données brutes, tandis que ne sont plus retenus, parmi les matériaux individualisés par cet axe, ceux qui sont dérivés de roches mésocrates, mais dans lesquels l'altération du microcline et des micas n'est pas assez poussée. L'altération ferrallitique s'est exercée sur l'ensemble du bassin versant.

Tableau n° 34. Triacide : analyse des correspondances sur variables éclatées, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.

Facteurs et axes λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	variables déterminant l'axe avec $\cos^2\theta$ et contribution relative au moment d'inertie de l'axe en %					
	coordonnées > 0			coordonnées < 0		
Facteur 1, axe 1 $\lambda_1 = 0.3399$ $\tau_1 = 15.381 \%$	H2 01 AS 01 AI 03 SI 04 SS 01 FS 01 TS 01 KI 04 NI 03 H1 01	0.544 0.473 0.449 0.533 0.378 0.286 0.285 0.245 0.245 0.261	6.4 % 5.7 % 5.3 % 4.8 % 4.7 % 3.4 % 3.1 % 3.0 % 3.5 % 2.6 %	H2 04 AS 04 AI 01 SS 04 SI 02 KI 01 NI 01	0.369 0.392 0.396 0.302 0.276 0.305 0.414	4.6 % 4.4 % 4.3 % 3.4 % 3.1 % 3.6 % 1.9 %
Facteur 2, axe 2 $\lambda_2 = 0.2782$ $\tau_2 = 12.586 \%$	MS 03 KS 04 FI 02 CI 03 MI 02 CS 02 NI 03 Mn 02	0.722 0.595 0.436 0.426 0.387 0.362 0.280 0.283	11.0 % 9.3 % 7.7 % 7.5 % 7.0 % 5.8 % 4.8 % 3.7 %	MS 01 FI 01	0.526 0.436	3.6 % 1.9 %
Facteur 3, axe 3 $\lambda_3 = 0.1896$ $\tau_3 = 8.578 \%$	TS 04 SI 01 H2 04 AS 04	0.335 0.325 0.247 0.262	8.7 % 8.5 % 5.5 % 5.3 %	AS 03 FS 05 SI 03 SS 03 TS 02	0.286 0.206 0.240 0.211 0.223	5.5 % 5.0 % 4.9 % 4.2 % 4.1 %
Facteur 4, axe 4 $\lambda_4 = 0.1506$ $\tau_4 = 6.814 \%$	H2 02 MS 02 NI 02 KI 04 CI 02 KS 03	0.350 0.212 0.163 0.150 0.132 0.136	8.3 % 6.2 % 4.5 % 4.2 % 4.0 % 3.7 %	KS 01 AS 01 H2 01 KI 01 AI 01 NI 03	0.318 0.218 0.165 0.136 0.125 0.118	8.0 % 5.9 % 4.4 % 3.7 % 3.1 % 3.8 %
Facteur 5, axe 5 $\lambda_5 = 0.1289$ $\tau_5 = 5.832 \%$	SI 02 KI 01 KS 03 AI 01	0.276 0.235 0.127 0.141	8.2 % 7.4 % 4.0 % 4.0 %	AI 02 SI 01 TS 04 KI 04	0.360 0.212 0.189 0.180	8.0 % 8.2 % 7.3 % 5.0 %
Facteur 6, axe 6 $\lambda_6 = 0.1088$ $\tau_6 = 4.921 \%$	AI 02 FS 03 H1 03 H2 03 SS 01	0.232 0.185 0.113 0.140 0.113	6.1 % 7.2 % 4.2 % 5.2 % 4.4 %	SS 02 AS 02 H2 02	0.213 0.180 0.086	7.8 % 7.0 % 2.8 %
Facteur 7, axe 7 $\lambda_7 = 0.0934$ $\tau_7 = 4.224 \%$	FS 05 Mn 03	0.233 0.135	11.0 % 6.8 %	FS 03 TS 03 KS 02	0.105 0.178 0.117	4.7 % 7.1 % 4.5 %

Le tableau de contingence

Le facteur 1 positif individualise les matériaux caractérisés par les plus fortes teneurs en résidu d'altération (Al_2O_3 insoluble, lié à K_2O et Na_2O insolubles) et en silice insoluble, les faibles teneurs en silice soluble (minéraux argileux ou/et micas), en Fe_2O_3 et TiO_2 solubles, et en eau d'hydratation. Il s'agit des roches et arènes leucocrates ou leucocrates à mésocrates très peu altérées, auxquelles sont associés les matériaux des horizons A, de par leurs teneurs en silice insoluble et en résidu d'altération (autre que le quartz). L'analyse du tableau de contingence constituée d'une part des teneurs en titane (8 modalités à effectifs égaux), d'autre part des autres variables (découpage inchangé), permet de les différencier. Les horizons A sont caractérisés par la modalité moyenne des teneurs en titane (TS 03) associée au groupement géochimique MI 02 - FS 02 - AS 01 - SS 01 - H2 01 - MS 02 - KS 01 - NS 02 - AI 02 - FI 01 - CI 03 - KI 03 - NI 02 : teneurs moyennes en résidu d'altération autre que le quartz, constitué de microcline (KI 03), de plagioclases (NI 02 - CI 03) et d'amphiboles (MI 02 - MS 02). Les horizons A s'opposent aux arènes leucocrates (très pauvres en ferromagnésiens) à plagioclases complètement altérés, mais à microcline non altéré, caractérisés par la plus faible modalité des teneurs en titane (TS 01), associée au groupement géochimique KS 02 - H2 02 - FI 02 - MI 01 - MS 01 - AS 02 - NS 01. Ils se comportent ainsi comme des matériaux fortement altérés (accumulation relative de titane) enrichis en minéraux altérables. Cela rejoint les résultats de l'étude minéralogique. Ce sont des matériaux remaniés.

2. L'axe 2 et le facteur 2.

C'est un axe MgO soluble, essentiellement déterminé par les matériaux à facteur 2 positif, caractérisés par les plus fortes teneurs en MgO soluble, associées à la plus forte modalité des teneurs en K_2O , CaO et MnO_2 solubles, en Fe_2O_3 , CaO , MgO et Na_2O insolubles. Ce sont les roches mésocrates et leurs produits d'altération les plus riches en MgO soluble (amphiboles, biotite et minéraux argileux magnésiens qui en dérivent), K_2O soluble (biotite) et plagioclases : arènes du profil BK13 (13.19 à 13.14), arène mésocrate du profil BK20 (20.12), migmatites mésocrates ou leucocrates à mésocrates peu altérées (profils BK11-12-44). Les arènes mésocrates du profil BK13 (partie supérieure du versant de Bissighin, niveau pegmatitique bien développé) se distinguent par une argilification poussée essentiellement de type smectite (fortes teneurs en eau d'hydratation), et une faible altération limitée aux amphiboles. On retrouve les matériaux du facteur 5 négatif de l'analyse sur données brutes et des résultats de l'étude minéralogique.

Les arènes leucocrates à mésocrates ou mésocrates des profils BK20 (20.14 et 20.16), BK8 (8.17), BK11 (11.8), BK79 (79.12), BK81 (81.15 à 81.18), la partie supérieure des arènes argilo-limoneuses du profil BK13 (13.12) apportent à l'axe des contributions très significatives, mais sont moins bien expliquées par lui ($\cos^2 \beta$ de l'ordre de 0.3), soit parce que la roche mère est moins riche en ferromagnésiens (arènes des profils BK20, 8 et 11) à degré d'altération égale, soit parce que l'altération est plus forte dans un faciès aussi riche en ferromagnésiens (BK 13.12, BK79.12), soit pour ces deux raisons combinées (BK 81).

3. L'axe 3 et le facteur 3.

Le facteur 3 positif groupe les matériaux caractérisés par les plus fortes teneurs en titane, associées aux plus faibles teneurs en silice insoluble et aux plus fortes teneurs en eau d'hydroxylation, en alumine et silice solubles. Il s'agit essentiellement des arènes mésocrates du profil KY25 (zone V de la toposéquence de Yerma) qui apportent les plus fortes contributions à l'axe, mais sont mal expliquées par lui, à cause de leurs fortes teneurs en K_2O soluble lié à MgO soluble (biotite), donc d'une altération moins poussée. Ces teneurs en K_2O et MgO solubles les font apparaître également sur l'axe 2 positif qui les explique mal à cause de leur altération plus poussée que celle des matériaux qui créent l'axe. Leur différenciation est donc liée à un facteur d'ordre lithologique (roche mère la plus riche en ferro-magnésiens, la plus pauvre en quartz) et au degré d'altération (forte hydroxylation liée à une forte proportion de kaolinite provenant donc principalement des amphiboles) intermédiaire entre ceux des matériaux à facteur 2 positif et à facteur 1 négatif.

Le facteur 3 négatif individualise les matériaux qui ont les plus fortes teneurs en fer (essentiellement des cuirasses, carapaces et horizons à nodules), associées à des teneurs assez faibles en titane (TS 02) et à des teneurs assez élevées en silice insoluble (SI 03). *Cette association géochimique indique une accumulation absolue de fer dans des matériaux dérivés de roches leucocrates. Ainsi l'axe 3 oppose l'accumulation relative dans les matériaux dérivés des roches les plus riches en ferro-magnésiens, à l'accumulation absolue dans les matériaux dérivés de roches leucocrates.*

Les matériaux indurés à facteur 3 négatif groupent un ou plusieurs horizons indurés des profils KY20-3-22-25 (versant de Yerma), BK6-8-11-13-20 (versant de Bissighin), BK 79-81 (versant de Basséko). *Les cuirasses et carapaces se sont constituées par accumulation absolue de fer dans des matériaux fortement altérés (résidu d'altération essentiellement constitué de quartz : SiO_2 insoluble non lié à Al_2O_3 insoluble dérivés de roches leucocrates.*

4. L'axe 4 et le facteur 4.

L'axe 4 est principalement déterminé par les matériaux à facteur 4 positif, qui n'ont pu apparaître sur aucun des axes précédents à cause de leurs teneurs moyennes en eau d'hydroxylation (kaolinisation moyenne à faible ou/et formation de minéraux 2/1) associées à des teneurs moyennes en MgO soluble (roche leucocrate assez pourvue en ferro-magnésiens) en Na_2O et CaO insolubles (plagioclases), et à de fortes teneurs en K_2O insoluble (microcline). L'hydroxylation moyenne (H2 02) est liée au degré d'altération (seuls les amphiboles, et partiellement les plagioclases sont altérés) et à la composition de la roche mère (leucocrate à biotite, ou à biotite et amphiboles, riche en microcline). Il s'agit d'arènes kaoliniques du profil KY22 (Zone V du versant de Yerma), d'horizons argilo-sableux à tendance verticale de la partie supérieure du versant de Bissighin (profils BK 6 - 8 - 14 - 20), d'arènes leucocrates du versant de Bissighin (profil BK20, passées leucocrates dans le profil BK32). Les arènes mésocrates à smectites du profil KY3 (Zone III du versant de Yerma) se joignent à ces matériaux à cause de leur hydroxylation

Le facteur 4 positif

moyenne (caractère commun à tous les matériaux à smectites abondantes), de leurs teneurs élevées en microcline et de leurs moyennes en plagioclases.

Le facteur 4 positif groupe donc principalement des arènes de migmatites hétérogènes à injections de pegmatites, caractérisées par un étagement plus grand des stades d'altération kaolinique.

Le facteur 4 négatif groupe les horizons A qui montrent la plus faible modalité des teneurs en K_2O soluble associée à celle des teneurs en Al_2O_3 soluble. Ils partagent cette pauvreté en micas avec les cuirasses et carapaces qui la doivent à une très forte altération (disparition du microcline) et à la roche mère (leucocrate). *Mais les horizons A contiennent en même temps des quantités encore appréciables de feldspaths (microcline et plagioclases). Leur pauvreté prononcée en micas implique l'action des processus de remaniement.*

5. L'axe 5 et le facteur 5.

L'axe 5 redifférencie en familles les matériaux les moins riches en silice insoluble (facteur 1 négatif) :

(1) les matériaux à facteur 5 négatif qui ont les teneurs les plus faibles en silice insoluble (SI 01) associées aux plus fortes teneurs en titane (TS 04) et en K_2O insoluble (KI 04), aux teneurs moyennes en Al_2O_3 insoluble (AI 02). *Il s'agit de l'ensemble des arènes mésocrates du profil KY25, caractérisés par une roche mère pratiquement sans quartz (SiO₂ insoluble est lié au microcline qui est l'objet d'une accumulation relative) ;*

(2) les matériaux à facteur 5 positif qui montrent des teneurs moyennes en silice insoluble (SI 02) associées aux teneurs les plus faibles en K_2O insoluble (microcline). La silice insoluble est liée au quartz. Il s'agit :

- *d'arènes mésocrates de la plaine basse de Bissighin (BK 29 et 32) dérivées de faciès plus acides où le quartz remplace le microcline. La biotite n'est que partiellement kaolinisée (KS 03) ;*

- *d'horizons bigarrés ou tachetés du versant de Yerma (KY 1-3 et 8) à kaolinisation totale du microcline et des micas, et dont les caractères géochimiques indiquent des roches mères leucocrates à mésocrates relativement pauvres en quartz.*

- *des arènes leucocrates fortement altérées du profil KY1 (kaolinisation de tous les minéraux primaires à l'exception du quartz) et dont les caractères géochimiques indiquent une roche mère pauvre en quartz. Comme il s'agit d'une roche leucocrate très pauvre en ferro-magnésiens, cela signifie une injection de feldspaths aux dépens du quartz avec probablement une proportion plus forte de plagioclases, qui explique ainsi la séricitisation plus forte observée à l'étude micromorphologique.*

6. L'axe 6 et le facteur 6.

Le facteur 6 positif groupe les horizons argileux verticaux de la partie supérieure des versants de Bissighin (BK 8 - 11 - 13) et

axe 6 - axe de temps

de Basséko (BK79) sous-jacents à des horizons pegmatitiques, des arènes mésocrates de la plaine basse de Bissighin (BK29 à niveau pegmatitique mal individualisé) et de la partie supérieure du versant de Basséko (BK81, sans niveau de pegmatite, et à une grande profondeur, à partir de 600 cm). Ces matériaux sont caractérisés par des teneurs moyennes en Al_2O_3 insoluble lié à K_2O insoluble (accumulation relative de microcline), des teneurs assez fortes en Fe_2O_3 soluble (accumulation de fer), les plus fortes teneurs en eau d'hydratation (caractère qu'ils partagent avec les arènes mésocrates de l'axe 2 négatif), les teneurs assez fortes en eau d'hydroxylation. Ils se distinguent des arènes mésocrates de l'axe 2 négatif (arènes du profil BK 13) par une altération plus complète des amphiboles et une altération des plagioclases (Fe_2O_3 , MgO , Na_2O et CaO insolubles ne sont plus corrélés à l'axe). Les teneurs élevées en eau d'hydratation indiquent des proportions élevées de minéraux gonflants (ces derniers ne diminuent pas en valeur absolue). L'augmentation des teneurs en eau d'hydroxylation signifie l'apparition de quantités notables de kaolinite liée à l'altération des plagioclases : *l'altération kaolinique s'est exercée, avec une assez forte intensité (altération des plagioclases) dans l'ensemble des horizons argileux vertiques ou à tendance verticale.* Mais l'étagement de ses stades fait que les amphiboles n'ont pas atteint le terme ultime de leur évolution (les minéraux gonflants leur sont liés) et que la kaolinite provient essentiellement de l'altération des plagioclases. On retrouve les conclusions des études micromorphologiques et minéralogiques. Dans les profils sans niveau de pegmatite cette évolution gagne plus profondément (profil BK81).

Le facteur 6 négatif individualise les arènes leucocrates du profil KY3, caractérisées par des teneurs assez faibles en SiO_2 et Al_2O_3 solubles et en eau d'hydroxylation (kaolinisation limitée aux plagioclases dans une roche leucocrate pauvre en ferro-magnésiens, riche en microcline). Les caractères géochimiques sont liés au degré d'altération et à la composition de la roche mère. Ainsi, l'axe 6 oppose des matériaux à degré d'altération identique (plagioclases plus ou moins complètement altérés), mais à roches mères différentes, très leucocrate et riches en microcline d'un côté, plus riches en ferro-magnésiens ou mésocrates de l'autre. Dans les deux cas, les plagioclases donnent de la kaolinite : *les smectites proviennent exclusivement des amphiboles.*

7. L'axe 7 et le facteur 7.

L'axe 7 oppose les cuirasses et carapaces caractérisées par une accumulation absolue de fer (FS 05) et de manganèse (Mn 03) et aussi (cf. facteur 3 négatif) par des teneurs assez faibles en titane (TS 02), aux horizons B argileux (souvent à nodules ferrugineux de type gravillonnaire ou non) de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles. Ces derniers montrent des teneurs moyennes en fer (FS 03), assez fortes en titane (TS 03) associées à des teneurs moyennes en K_2O soluble (micas). Cette différenciation évoque une opposition entre accumulation absolue (cuirasses et carapaces) et accumulation relative (horizons B argileux) qui serait également liée à la composition des roches mères. *Les horizons B de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles ne se comportent pas comme des horizons illuviaux de sols ferrugineux tropicaux lessivés.* Cela rejoint les conclusions des études micromorphologiques et minéralogiques.

C. Les enseignements de l'étude.

L'attaque triacide avec analyse du résidu apparaît particulièrement bien adaptée à l'étude de l'évolution géochimique de la couverture pédologique et "infrapédologique". Le traitement de ses données par l'analyse factorielle des correspondances permet de retrouver les résultats des études morphologiques et minéralogiques. On peut en tirer un certain nombre d'enseignements sur l'évolution géochimique le long de la pente et le long des profils.

1. Evolution le long de la pente.

Les axes factoriels individualisent un certain nombre de domaines d'altération.

(1) kaolinisation de tous les minéraux primaires à l'exception du quartz. L'extension maximum de ce domaine le long des profils est localisée sur le flanc de la butte (KY1) et dans la concavité qui lui succède (KY3 et KY8). Il acquiert aussi un développement important quoique inégal dans le profil BK32 de la plaine basse de Bissighin (carapace, matériau tacheté et une bonne partie des arènes mésocrates). Ailleurs, il se retrouve tout le long de la pente, mais limité à la partie supérieure des niveaux indurés, cuirasse surtout (beaucoup plus rarement carapace lorsqu'il n'y a pas de cuirasse) ou matériau bigarré qui la remplace. Il ne disparaît donc que dans les profils dépourvus de cuirasse ou de matériau bigarré.

Sur roche leucocrate, il n'a une grande extension que dans le profil KY1. Il est alors lié à un faciès riche en plagioclases et pauvre en microcline et en quartz.

Il se développe essentiellement sur les faciès leucocrates à mésocrates ou mésocrates, roches pauvres en quartz et en microcline.

(2) kaolinisation complète des plagioclases et des amphiboles, accumulation relative de microcline et de biotite oxydée. L'extension maximum de ce domaine s'observe en KY25 sur un faciès très mésocrate en dessous du matériau bigarré (arènes kaolinitiques). Il existe également dans certaines arènes mésocrates du profil BK32. Sur roche très leucocrate, l'accumulation relative du microcline est liée à un faciès très riche en microcline (arènes leucocrates du profil KY3).

(3) plagioclases plus ou moins complètement transformés, amphiboles complètement altérées et donnant principalement des minéraux gonflants, accumulation relative de biotite et de microcline. Ce type d'altération caractérise, sur migmatite mésocrate ou leucocrate à mésocrate, les niveaux argileux ou argilo-sableux vertiques ou à tendance verticale sous-jacents à des niveaux de pegmatites. Lorsque ces derniers n'existent pas, il n'apparaît que dans les arènes mésocrates sous-jacentes au niveau argileux (profil BK81). Il se développe sur les parties supérieures des versants de Bissighin et de Basséko et est exclusivement lié aux migmatites hétérogènes à injections de pegmatite.

(4) plagioclases peu ou pas altérés :

- sur roches mésocrates, l'altération est limitée aux amphiboles avec production quasi exclusive de minéraux gonflants. Ce domaine est limité aux arènes du profil BK13 et lié à un faciès mésocrate à tex-

une zone de butte

ture très massive (arrêt du front d'altération kaolinique).

- sur roches leucocrates (très peu ou pas d'amphiboles), il n'apparaît qu'à une très grande profondeur sur le flanc de la butte et dans la zone III qui lui succède (versant de Yerma). Par contre, dans la zone V, il remonte dans les profils et affecte les arènes à une profondeur beaucoup plus faible, parfois dès leur sommet (KY22) : il s'agit alors de faciès plus riches en microcline, les poches d'altération plus fortes étant liées à des faciès plus pauvres en microcline.

Ainsi, l'altération kaolinique s'étend à l'ensemble du versant et ce sont les caractéristiques de la roche mère (texture, structure, composition minéralogique) qui règlent son intensité, sa vitesse et sa profondeur de pénétration, et par là l'apparition des minéraux gonflants. L'illustration la plus parfaite de ce rôle capital de la roche mère est donnée par la fosse pédologique BK32 dans la plaine basse de Bissighin. Face Ouest le profil se développe dans une migmatite hétérogène où le faciès leucocrate à grains grossiers domine très largement sur le faciès mésocrate, l'arène mésocrate est limoneuse (prélèvements 350-370cm et 460-480 cm). Face Nord, le matériau argileux à nodules ferrugineux sous-jacent à la carapace (160-180 cm) s'est formé dans une migmatite leucocrate à mésocrate. Il passe à un matériau argileux finement graveleux (220-240 cm) puis argilo-sableux tacheté (250-270 cm) et enfin à une arène leucocrate sablo-argileuse (290-310 cm), formés dans des faciès leucocrates. Face Est, le profil se développe dans une migmatite mésocrate à pendage subvertical. Le matériau argileux tacheté (250-270 cm) comporte quelques passées formées dans un faciès leucocrate (290-310 cm). Il passe en profondeur à une arène argilo-limoneuse tachetée (350-370 cm et 460-480 cm). Le tableau n° 35 donne la composition chimique des matériaux constitutifs de ces différents horizons.

Tableau n° 35. Quelques caractéristiques chimiques d'échantillons du profil BK 32.

Localisation des prélèvements	TiO ₂ /Al ₂ O ₃			K ₂ O soluble (mica)			MgO soluble (biotite)			K ₂ O insoluble		
	Nord	Ouest	Est	Nord	Ouest	Est	Nord	Ouest	Est	Nord	Ouest	Est
160 - 180	3.53			0.26			0.23			0.27		
220 - 240	2.73			0.29			0.27			1.49		
250 - 270	2.38		4.30	0.41		0.24	0.41		0.29	3.28		0.15
290 - 310	2.18		2.36	0.52		0.27	0.52		0.32	3.73		0.13
350 - 370		3.29	4.01		1.00	0.26		1.20	0.42		0.47	0.15
460 - 480		4.00	4.39		2.64	0.36		3.78	0.45		0.27	0.15

Une ligne de trappe

Il montre que :

- sur la face Est, l'altération est très forte jusqu'à la base du profil observé : kaolinisation complète des micas et des feldspaths potassiques.

- sur la face Nord par contre, l'altération n'est très forte que dans la partie supérieure dans le faciès leucocrate à mésocrate (160-180 cm), très vite les proportions de microcline deviennent notables (220-240 cm) puis importantes (à partir de 250-270 cm) en même temps que celles de K₂O et MgO solubles indiquent pour un faciès leucocrate, une résistance de la biotite à l'altération.

- sur la face Ouest, l'arène mésocrate protégée par la résistance du faciès leucocrate, montre une altération incomplète (350-370 cm), puis faible (460-480 cm) de la biotite et du microcline. Les faibles proportions de ce dernier sont un facteur d'ordre lithologique.

Les amphiboles elles-mêmes sont sensibles à ces différences : on observe sur la face Ouest un peu de minéraux gonflants dans les arènes mésocrates alors qu'il n'en existe pas sur la face Est.

Quel que soit le degré d'altération, les minéraux gonflants (smectites et interstratifiés) lorsqu'ils existent sont toujours liés aux amphiboles. On constate en effet que l'ensemble des matériaux dérivés de roche mésocrate ou leucocrate à mésocrate (à l'exception de ceux où la biotite est kaolinisée) se retrouvent sur l'axe 2 positif (association de la plus forte modalité des teneurs en MgO soluble à la plus forte modalité des teneurs en K₂O soluble) ou sur l'axe 4 positif (association de la modalité moyenne des teneurs en MgO soluble à la modalité assez forte des teneurs en K₂O soluble) : il y a une accumulation de la biotite dès lors qu'elle n'est pas kaolinisée.

2. Evolution de l'altération le long du profil.

Dans un profil donné, l'altération la plus forte se situe au sommet des niveaux indurés (cuirasse, carapace ou horizon à nodules ferrugineux qui les remplace) ou des niveaux tachetés ou bigarrés qui les remplacent. Au-dessus, les matériaux supérieurs, notamment les horizons A, apparaissent comme des produits remaniés enrichis en minéraux altérables. L'extrême pauvreté des horizons A en micas à l'égard de leurs teneurs en feldspaths (plagioclases et microcline) suggère un mécanisme de mise en place qui élimine les micas. Quant aux horizons B, ils ne se comportent pas comme des niveaux d'accumulation absolue de sol ferrugineux tropical lessivé.

II. La composition granulométrique des sables.

A. Analyse des correspondances sur données brutes.

Le tableau n° 36 donne la liste des variables qui déterminent les axes ou/et leur sont corrélées.

Tableau n° 36. Granulométrie des sables : Analyse des correspondances sur données brutes, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.

Facteurs et axes λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	variables déterminant l'axe avec $\cos^2 \theta$ et contribution relative au moment d'inertie de l'axe en %					
	coordonnées > 0			coordonnées < 0		
Facteur 1, axe 1 $\lambda_1 = 0.0648$ $\tau_1 = 41.950 \%$	T3	0.689	20.6 %	T12	0.549	6.0 %
	T4	0.829	20.6 %	T13	0.500	5.9 %
	T5	0.830	13.3 %	T17	0.156	6.5 %
	T6	0.557	7.4 %	T11	0.316	4.3 %
	T2 (en élément supplémentaire)	0.471	19.5 %	T14	0.283	3.2 %
				T15	0.239	3.1 %
			T16	0.221	4.9 %	
Facteur 2, axe 2 $\lambda_2 = 0.03696$ $\tau_2 = 23.925$	T8	0.707	11.0 %	T17	0.734	53.4 %
	T10	0.574	10.2 %			
	T11	0.259	6.1 %			
Facteur 3, axe 3 $\lambda_3 = 0.01852$ $\tau_3 = 11.991 \%$	T16	0.425	33.2 %	T9	0.454	11.0 %
	T3	0.189	19.8 %	T6	0.212	9.8 %
	T14	0.173	6.8 %	T7	0.233	3.4 %

L'axe 1, qui exprime une différenciation très tranchée (il extrait 42 % de l'inertie totale du nuage de points) est principalement déterminé par les matériaux à facteur 1 positif riches en sables très grossiers et grossiers (1600 à 800 μ). Il s'agit de l'ensemble des horizons indurés (cuirasses, carapaces et horizons à nodules sous-jacents ou les remplaçant) et des horizons d'altération sous-jacents, à l'exception des arènes mésocrates et de certains horizons argileux qui en dérivent.

Le facteur 1 négatif individualise l'ensemble des horizons supérieurs meubles de la partie inférieure et de la plaine basse du versant de Basséko, l'ensemble des horizons A ou AB sur le reste du bassin versant. Ils sont caractérisés par la richesse en sables fins (160 - 200 μ) et sables très fins (100 - 50 μ).

Le trait fondamental de la composition granulométrique des sables est donc une discontinuité dans les profils et qui se situe au passage des matériaux supérieurs meubles aux niveaux indurés sous-jacents. Elle n'est pas imputable à un morcellement du quartz. En effet les niveaux indurés sont les plus fortement altérés et réunissent ainsi avec leur richesse en fer, les meilleures conditions de réalisation de ce mécanisme.

Les axes de coupe

L'axe 2 est essentiellement déterminé par la variable T17 (50 μ) à facteur 2 négatif. Elle caractérise l'ensemble des matériaux supérieurs meubles du versant de Bissighin (à l'exception de ceux des profils BK 7 et 6). Elle s'oppose aux variables T8 - T10 - T11 (200 μ à 400 μ : sables moyens) qui caractérisent les matériaux des versants de Yerma et de Basséko (matériaux supérieurs meubles et matériaux de profondeur). Dans cette opposition les sables grossiers (côté variables) et les matériaux supérieurs meubles de la partie inférieure du versant de Basséko (côté individus) n'interviennent pas.

Les matériaux les plus fortement corrélés à l'axe et qui lui apportent les plus fortes contributions sont ceux de la partie inférieure du versant de Bissighin. Ainsi l'axe 2 oppose, sur l'ensemble du versant en direction du collecteur secondaire l'amont à l'aval. Dans l'analyse sur variables éclatées, l'axe 2 est déterminé par les mêmes variables. Les matériaux associés à la plus forte modalité de la variable T17 sont toujours les horizons supérieurs meubles du versant de Bissighin, mais principalement les horizons A1 et A2.

L'axe 3 positif (T16 : 63 μ , associé à T3 : 1250 μ et éventuellement à T14 : 100 μ) groupe les matériaux de la zone aval du versant de Yerma (horizons supérieurs meubles, horizons argileux bigarrés ou à structure prismatique ou à nodules ferrugineux, dérivés de roches mésocrates, et, parmi les carapaces et les horizons argilo-graveleux, ceux qui ont subi l'action des processus de lavage, avec une accumulation de sables très fins), les horizons supérieurs meubles de la plaine basse de Basséko.

L'axe 3 négatif (T9 : 315 μ , T6 : 630 μ , T7 : 500 μ) individualise des horizons supérieurs meubles des versants de Basséko et de Bissighin (partie supérieure seulement de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles), et, sur le versant de Yerma, des horizons supérieurs meubles à nodules (A1 et A2) et quelques arènes dans les Zones II à IV, la partie inférieure de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles, quelques arènes et horizons argilo-sableux sous-jacents aux carapaces, dans les zones V et VI.

Ainsi, sur la zone aval du versant de Yerma (KY 27 à KY 37), matériaux supérieurs meubles et matériaux de profondeur sont caractérisés par la richesse en sables très fins (63 μ). Cela laisse supposer qu'il s'agit là d'un facteur lithologique. Cependant, dans les profils KY28 et KY29, les matériaux de profondeur ne sont pris en considération que lorsqu'ils sont touchés par les processus de "lavage" avec accumulation de sables très fins. D'autre part, s'il s'agissait pour les deux groupes de matériaux d'un facteur d'ordre lithologique, il n'y aurait pas d'opposition entre eux sur l'axe 1. Il y a donc concordance de deux facteurs : l'un d'ordre lithologique pour les matériaux de profondeur, l'autre d'ordre morphogénétique pour les matériaux supérieurs meubles. De fait, l'axe 3 positif est déterminé, principalement par les matériaux de profondeur qu'il explique bien ou assez bien ($\cos^2 \beta$ de l'ordre de 0.560 à 0.356) et qui lui apportent les plus fortes contributions relatives. Les matériaux supérieurs meubles ne lui sont liés que pour leurs fortes teneurs en sables très fins (T16 = 63 μ). Aussi leurs corrélations avec l'axe sont plus faibles et diminuent des horizons A ($\cos^2 \beta$ de l'ordre de 0.350 à 0.133) aux horizons B. Parfois ces derniers ne sont pas du tout pris en compte par l'axe.

Pour les horizons supérieurs meubles du versant de Yerma, on peut dire que l'axe 3 oppose l'aval (riche en sables très fins) à l'amont pauvre en ces sables.

Conclusion

L'analyse factorielle des correspondances fait apparaître trois différenciations basées toutes sur la richesse en sables fins à très fins. La richesse en sables fins caractérise l'ensemble des horizons supérieurs meubles par rapport aux horizons de profondeur, celle en sables très fins l'aval du bassin versant (parties inférieures et plaines basses des versants de Bissighin et de Basséko), celle en sables extra fins (50 μ) l'aval du versant de Bissighin, c'est-à-dire le versant selon lequel se fait l'écoulement actuel.

L'ensemble de ces différenciations relève de facteurs morphogénétiques : un transit des sables très fins et extra fins le long de la pente, un enrichissement en sables fins de l'ensemble des horizons supérieurs meubles qui sont des matériaux remaniés.

B. Relations avec la composition chimique.

L'analyse factorielle est faite sur le tableau de contingence composition granulométrique des sables en fonction de la composition chimique (analyse triacide). Horizons de profondeur et horizons supérieurs meubles ont été étudiés séparément.

1. Les horizons de profondeur.

Les matériaux les plus riches en fer (cuirasses et carapaces) et qui sont les plus fortement altérés sont aussi les plus pauvres en sables très fins (100 à 63 μ) et les plus riches en sables grossiers (1250 à 630 μ). Ils s'opposent en cela aux matériaux d'altération sous-jacents aux carapaces (matériaux argileux ou argilo-sableux) caractérisés par les plus fortes teneurs en silice, alumine, titane, potassium et calcium solubles, les teneurs assez fortes en Al_2O_3 et K_2O insolubles. Ces derniers sont riches en sables très fins (100 à 63 μ) et pauvres en sables grossiers.

Dans les matériaux de profondeur, les teneurs en sables très fins sont liées à la nature de la roche mère et au degré d'altération. L'élimination de ces sables est le résultat d'une altération très poussée. Ce résultat confirme celui de l'étude que j'ai publiée en 1977 (KALOGA, 1977). Il est conforme au comportement des feldspaths à l'égard de l'altération kaolinitique : microdivision intense (d'où augmentation des teneurs en sables fins et très fins) puis altération (d'où élimination de ces sables). C'est le trait fondamental de la différenciation des matériaux de profondeur.

2. Les horizons supérieurs meubles.

L'axe 1 extrait 38.4 % de l'inertie totale du nuage de points. Il individualise, côté facteur 1 positif les horizons A, caractérisés par les plus faibles teneurs en Fe_2O_3 , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 solubles, les plus fortes teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et CaO insolubles, les teneurs moyennes en K_2O insoluble, les teneurs les plus faibles en sables très grossiers et grossiers (2 mm à 0.8 mm) et les teneurs les plus

nuage de points

fortes en sables fins (200μ à 125μ) et moyens (250μ). Il s'agit principalement des horizons A de la zone V du versant de Yerma (KY 19 à KY 26), auxquels se joignent ceux de la zone aval du versant de Basséko (BK 94 et BK 96).

Le facteur 1 négatif individualise la partie inférieure des horizons supérieurs meubles (ou même seulement l'horizon immédiatement sus-jacent aux cuirasses ou carapaces : horizon à nodules ferrugineux de type gravillonnaire ou non) sur les versants de Bissighin et de Basséko. Ces matériaux à facteur 1 négatif sont caractérisés par les teneurs les plus fortes en Fe_2O_3 , MnO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , SiO_2 et TiO_2 solubles, les plus faibles en Al_2O_3 , SiO_2 et K_2O insolubles, les teneurs les plus fortes en sables très grossiers et grossiers (1250 à 1000μ), les plus faibles (ou les teneurs assez faibles) en sables moyens et fins (315 à 200μ).

Les horizons A ne sont pas le siège d'une simple accumulation de minéraux résistants à l'altération, mais d'un enrichissement en minéraux facilement altérables (Al_2O_3 insoluble est autant lié à CaO insoluble qu'à K_2O insoluble). Leur richesse en sables fins est corrélative d'une richesse en minéraux facilement altérables. Ces résultats sont conformes à ceux de l'étude minéralogique.

Dans les horizons B (partie inférieure de l'ensemble d'horizons meubles), la richesse en fer, manganèse et argile n'est pas le résultat d'un processus d'accumulation absolue, elle est liée à la composition de la roche mère et une forte altération.

L'axe 2 extrait 20.70 % de l'inertie totale du nuage de points. Le facteur 2 négatif individualise l'ensemble des horizons supérieurs meubles de la partie inférieure du versant de Basséko. Ils sont caractérisés par :

- les teneurs les plus faibles en CaO soluble, Al_2O_3 , Na_2O , CaO et K_2O insolubles, et moins constamment par la plus forte modalité des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 solubles, et la modalité assez forte des teneurs en Fe_2O_3 soluble.

- la plus forte modalité des teneurs en sables très fins (100 à 63μ), la modalité assez forte des teneurs en sables extra-fins (50μ) et moins constamment par la modalité la plus faible des teneurs en sables moyens et grossiers (800μ - 500μ - 315μ).

La richesse en sables très fins caractérise ici les matériaux les plus fortement altérés. Le tracé automatique des courbes isovaleurs indique que les teneurs en sables très fins (50 à 100μ) sont alors ordonnées le long de la pente dans un sens croissant de l'amont vers l'aval. Il s'agit donc d'apports de bas de pente dérivés de profils d'altération très poussée.

Le facteur 2 positif individualise les horizons B1 et B2 de la Zone V du versant de Yerma (partie inférieure de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles) et une partie de ceux de la partie amont du versant de Basséko et de la plaine basse de Bissighin (horizon gravillonnaire, et B1 ou B2 reposant sur cet horizon). Ils sont caractérisés par :

- les teneurs assez fortes en Al_2O_3 insoluble, les teneurs les plus fortes en K_2O insoluble, les teneurs moyennes en SiO_2 et K_2O solubles auxquelles sont éventuellement associées la modalité assez forte

Les teneurs en feldspate

des teneurs en SiO₂ soluble, SiO₂, K₂O et NaO₂ insolubles, la plus forte modalité des teneurs en CaO insoluble.

- les plus faibles teneurs en sables très fins et extra-fins (100 à 50 μ), les plus fortes teneurs en sables moyens (500 à 315 μ) et grossiers (630 μ).

Les différenciations sur les axes 1 et 2 montrent que la richesse en sables très fins et extra fins (100 à 50 μ) relève de processus d'apport de bas de pente (facteur 2 négatif), celle en sables fins (125 à 200 μ) caractérise les horizons A les plus riches en feldspaths (facteur 1 positif), celle en sables moyens (315 à 630 μ), les horizons B assez riches en feldspaths (facteur 2 positif). La pauvreté en sables moyens à extra fins, la richesse en sables grossiers et très grossiers caractérisent les horizons B les plus pauvres en feldspaths (facteur 1 négatif).

L'axe 3 extrait 8.17 % de l'inertie totale du nuage de points. Le facteur 3 positif individualise essentiellement les horizons A (et parfois AB) du versant de Bissighin (BK8 à BK29) caractérisés par :

- la modalité assez forte des teneurs en MgO soluble, la plus forte modalité de celle de Al₂O₃, Na₂O, CaO insolubles et CaO soluble.

- la plus forte modalité des teneurs en sables extra fins (50 μ), la modalité moyenne de celles de sables grossiers (800 μ), et assez forte de celles de sables très fins (100 - 125 μ).

On ne prendra pas en compte les matériaux à facteur 3 négatif, mal expliqués par l'axe.

La différenciation sur l'axe 3 associe les sables les plus fins au versant sur lequel se fait l'écoulement actuel, (versant de Bissighin) et aux plus fortes teneurs en minéraux altérables (feldspaths, biotite et amphiboles).

3. Conclusion.

La richesse en sables très fins est imputable à des processus d'apport dans la zone aval du versant à dynamique ancienne, celle en sables extra-fins à des processus d'apport superficiel sur la portion inférieure du versant à dynamique actuelle. Celle en sables fins caractérise les horizons A riches en minéraux altérables (feldspaths) du versant de Yerma, celle en sables moyens les horizons B riches en feldspaths. La pauvreté en sables moyens à extra fins, la richesse en sables grossiers distinguent les horizons B constitués dans des matériaux fortement altérés.

La finesse des sables dépend ainsi de facteurs multiples dont le premier et le plus important est le tri le long de la pente, le second l'âge de cette pente (qui détermine son fonctionnement actuel), le troisième la richesse en minéraux altérables (feldspaths) comme dans les horizons de profondeur.

L'étude montre également que la richesse en fer et en argile des horizons B1 et B2 ne relèvent pas de processus d'accumulation absolue aux dépens des horizons A, c'est un facteur d'ordre lithologique qui indique des origines différentes pour les deux groupes de matériaux.

Étude géologique de la zone

C. Les courbes d'isoteneurs.

Elles ont été tracées par l'ordinateur d'après un programme en mémoire à l'INAG de Meudon et adapté par P. AUDRY.

Sur le versant de Yerma, on ne constate pas d'organisation particulière des courbes le long de la pente, sauf pour les sables très fins (63μ), dont les fréquences sont ordonnées dans le sens croissant de l'amont vers l'aval, mais à l'échelle de tronçons de pente (KY4 à KY13 : Zone III et IV, KY23 à KY29 : Zone V et VI).

Sur le versant aval en direction du collecteur secondaire (Bissighin), les fréquences des sables très fins (63μ) augmentent de l'amont vers l'aval, mais également à l'échelle de tronçons de pente (BK1 à BK15 et BK17 à BK32). Les ruptures de pente correspondent à des poches d'augmentation de la fréquence de ces sables. Par ailleurs, en plus des variations à l'échelle des tronçons de pente, on constate une augmentation d'amont en aval à l'échelle du versant.

Les ruptures de pente correspondent également à des poches d'enrichissement en sables extra-fins (50μ), dont les fréquences augmentent également de l'amont vers l'aval, mais de manière irrégulière.

Sur le versant aval en direction du collecteur principal (Basséko), on observe, pour la partie inférieure de la pente (à morphologie de bourrelet), que les fréquences des sables extra-fins et très fins (50 à 160μ) augmentent d'amont en aval et dans l'ensemble des horizons supérieurs meubles. On constate le même phénomène sur la partie amont de la pente, mais uniquement pour la partie supérieure de ces horizons et seulement pour les sables les plus fins (50 à 63μ). Pour les sables de 315 à 400μ , et uniquement sur le bourrelet, il concerne une zone superficielle d'environ 30 cm. Pour les sables de 630 à 1600μ , les fréquences diminuent de l'amont vers l'aval et pour l'ensemble des horizons supérieurs meubles. *Sur le bourrelet, ces derniers apparaissent des apports de bas de pente. Sur la partie amont de la pente, leur partie supérieure a fait l'objet d'un véritable transit le long de celle-ci.*

En résumé, l'analyse factorielle des correspondances et le tracé des courbes isovaleurs permettent de retrouver, avec beaucoup moins d'efforts et de temps, les résultats de l'étude faite par utilisation des paramètres granulométriques classiques (KALOGA, 1977).

III. Le complexe absorbant.

Il est pris au sens large et englobe la composition granulométrique de la terre fine.

A. Analyse factorielle des données du complexe absorbant.

Elle a été effectuée uniquement sur variables éclatées, étant donné l'hétérogénéité des données. Toutes les variables ont été découpées en 4 classes à effectifs égaux : 01 (valeurs faibles), 02 (valeurs moyennes), 03 (valeurs assez fortes), 04 (valeurs fortes).

Le tableau n° 37 donne la liste des variables et des matériaux qui déterminent les axes ou/et leur sont corrélés. Il s'agit uniquement

Tableau n° 37. Analyse des correspondances sur les données du complexe absorbant : les axes factoriels et les variables et individus (matériaux) qui les déterminent ou/et leur sont corrélés.

axes factoriels λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	coordonnées positives		coordonnées négatives	
	variables individualisées*	matériaux individualisés	variables individualisées*	matériaux individualisés
axe 1 $\lambda_1 = 0.3555$ $\tau_1 = 11.85 \%$	S 01-0.343-7.2% T 01-0.308-6.5% avec V 01-0.244-5.1% pH eau 01-0.202-4.2% Lf 01-0.194-4.0%	<u>Versant du Yerma</u> : la plupart des horizons supérieurs meubles, les arènes leucocrates à plagioclases complètement altérés, à microcline non altéré <u>Versants de Bissighin et de Basséko</u> : des horizons supérieurs meubles (A1 surtout, quelques A2, AB, B1), et d'une façon plus lâche, l'ensemble de ces horizons (seulement sur la portion supérieure de la pente pour le versant de Bissighin)	S 04-0.527-11.1% T 04-0.389-8.2% V 04-0.344-7.3% pH eau 04-0.325-6.9% avec pHKCl 04-0.265-5.6% A 04-0.222-4.7% SG 01-0.238-5.0%	<u>Versant de Bissighin</u> : partie inférieure des profils à l'exception des arènes leucocrates (arènes mésocrates, horizons argileux plus ou moins vertiques, ou kaoliniques dans la plaine basse) parfois jusqu'à la partie inférieure des horizons indurés. <u>Versant de Basséko</u> : arènes mésocrates et horizons argileux plus ou moins vertiques. <u>Versant de Yerma, zone aval</u> : horizon argileux à comportement sodique de KY31, et base des arènes mésocrates de KY37 (à partir de 10 m).
axe 2 $\lambda_2 = 0.2583$ $\tau_2 = 8.61 \%$	pHKCl 01-0.360-10.1 LG 01-0.319-9.2% S 01-0.252-7.3% V 01-0.211-6.1% avec pH eau 01-0.174-5.0% pHeau 01-0.174-5.0% SF 01-0.187-5.4%	<u>Versant de Yerma</u> : - horizon bigarré et arènes leucocrates fortement altérées de KY1 (microcline complètement altéré ou presque) - arènes leucocrates fortement altérées (le microcline peut être seulement partiellement altéré) des profils KY3-6-8-13-36 et 37.	SF 04-0.204-5.9 avec LG 04-0.188-5.4 Lf 01-0.178-5.1 S 02-0.103-3.0 S 03-0.103-3.0	<u>Versants de Bissighin et de Basséko</u> : horizons supérieurs meubles (A et AB sont les mieux corrélés à l'axe et lui apportent les plus fortes contributions)
axe 3 $\lambda_3 = 0.2132$ $\tau_3 = 7.11 \%$	A 01-0.302-10.6% SF 04-0.230-8.1% avec T 01-0.173-6.1% pH eau 04-0.177-6.3% V 04-0.174-6.2%	<u>Versant de Yerma</u> : arènes très leucocrates à plagioclases peu altérés des profils KY22 et KY37 (à partir de 650 cm pour ce profil dont les arènes sont alcalinisées au delà de 770 cm) <u>Versants de Bissighin (et Basséko)</u> : arènes mésocrates faiblement altérées (BK 13) et BK 79) ou fortement altérées (uniquement sur le versant de Bissighin : BK 24-29 et 32)	S 03-0.197-6.9% T 03-0.192-6.7% A 04-0.172-6.1%	<u>Versant de Basséko et Zone aval du versant de Yerma</u> : horizons argileux kaoliniques sous-jacents aux horizons indurés, ou à la base de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles

* les variables S (somme des bases échangeables), T (capacité d'échange) V (taux de saturation), pH, A (argile), Lf (limons fins), LG (limons grossiers), SF (sables fins), SG (sables grossiers) sont suivies de la modalité appropriée (01-02-03-04), de la contribution qu'elles reçoivent de l'axe ($\cos^2 \theta$) et de leur contribution relative au moment d'inertie de celui-ci.

des trois premiers axes dont l'interprétation apporte des enseignements utiles à la compréhension de l'évolution géochimique des profils le long de la pente.

L'axe 1 est un axe d'intérêt général. Il oppose à l'échelle de l'ensemble du bassin versant, la partie amont (toposéquence de Yerma) à facteur 1 positif, à la partie aval (toposéquences de Bissighin et de Basséko) à facteur 1 négatif. Sur l'axe 1 négatif, les matériaux de profondeur du versant de Bissighin et de la partie supérieure du versant de Basséko sont saturés, soit à cause de la formation de minéraux gonflants (altération peu poussée dans des matériaux à teneurs notables ou élevées en ferro-magnésiens), soit grâce à un enrichissement ultérieur en bases qui peut aller jusqu'à une alcalinisation franche (pH de l'ordre de 8). Dans la plaine basse de Bissighin, cet enrichissement en bases atteint les horizons indurés et même parfois la base de l'ensemble d'horizons indurés et parfois la base de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles. Il peut aboutir à la formation de nodules calcaires dans des horizons kaoliniques tachetés (profil BK29). Sur le versant de Basséko, l'alcalinisation ne s'observe que dans la zone aval, à des profondeurs beaucoup plus grandes (340-360 cm dans le profil BK91), et uniquement dans les arènes mésocrates. On ne l'observe pas plus en aval dans les horizons bigarrés (étudiés jusqu'à 410-430 cm dans le profil BK92). Il s'agit donc, en BK91, d'un phénomène authigène, lié à la présence de minéraux altérables (biotite et peut-être vermiculite) en profondeur, et non à une accumulation de cations en bas de pente. Sur le versant de Bissighin lui-même, bien que l'alcalinisation soit généralisée dans la plaine basse, elle atteint son intensité maximum dans le profil BK29, où les arènes mésocrates à vermiculites résiduelles, sont à faible profondeur (dès 230-250 cm). Il y a donc remobilisation et concentration des bases *in situ*. Il existe un ventre d'alcalinisation dont le sommet (pH 8 ou plus) se situe dans les matériaux kaoliniques au-dessus des arènes mésocrates.

L'alcalinisation est un processus lithodépendant lié à la présence d'arènes mésocrates à vermiculites résiduelles en profondeur. Cela signifie que l'altération actuelle est faible et limitée aux amphiboles ou à des transformations ménagées dans les vermiculites résiduelles de l'altération kaolinique qui en dérivent. Cependant, l'état de saturation du complexe absorbant apparaît comme un phénomène grosso-modo ordonné le long du versant en direction du collecteur secondaire, c'est-à-dire de l'écoulement actuel.

L'axe 1 positif est surtout déterminé par les horizons supérieurs meubles A et AB de la toposéquence de Yerma. Les faibles teneurs en bases échangeables et les faibles capacités d'échange ne sont pas liées aux faibles teneurs en argile. Elles sont donc plutôt liées à la nature des argiles (quasi exclusivement kaoliniques). Une faible partie seulement des horizons A et B du versant de Bissighin apparaissent sur l'axe 1 négatif, mais ne lui sont que faiblement corrélés : c'est une conséquence de leurs teneurs souvent plus fortes en minéraux 2/1 (interstratifiés gonflants notamment).

Sur l'axe 2 positif, *l'acidité d'échange la plus forte associée à la désaturation maximum (V 01), est liée à une forte altération et se produit surtout sur les roches leucocrates. Sur les faciès mésocrates, elle ne concerne que les horizons bigarrés les plus fortement altérés (ceux de KY1 et à un moindre degré de KY3). Elle caractérise les maté-*

Tableau n° 38. Relations entre les caractéristiques du complexe absorbant et la composition chimique (triacide) des matériaux de profondeur.
Analyse des correspondances sur table de contingence, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.

Facteurs et axes λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	variables déterminant l'axe avec $\cos^2 \beta$ et contribution relative au moment d'inertie de l'axe en %											
	coordonnées > 0						coordonnées < 0					
Facteur 1, axe 1 $\lambda_1 = 0.112$ $\tau_1 = 45.582 \%$	TS 01	0.893	10 %	T 01	0.919	13.7 %	KS 04	0.614	5.5 %	S 04	0.685	8.9 %
	Mn 01	0.694	8.3 %	S 01	0.836	10.8 %	MS 04	0.584	5.9 %	T 04	0.622	8.6 %
	FS 01	0.876	9.3 %	Lg 01	0.714	6.1 %	Mn 04	0.690	4.0 %	Lg 04	0.792	7.1 %
	MS 01	0.613	6.1 %	pHeau 01	0.705	7.2 %	TS 04	0.661	3.5 %			
	CI 03	0.744	3.8 %	V 01	0.547	5.5 %	Mn 03	0.841	3.3 %			
	MS 02	0.492	3.2 %	pHKCl 02	0.346	3.1 %	MS 03	0.487	3.3 %			
	SI 04	0.595	3.0 %				KI 03	0.644	2.7 %			
	KI 04	0.664	3.4 %									
Facteur 2, axe 2 $\lambda_2 = 0.03347$ $\tau_2 = 20.849 \%$	SS 04	0.622	7.4 %	Lf 04	0.733	22.9 %	SS 01	0.647	7.5 %	Lf 01	0.543	10.1 %
	AS 04	0.704	6.5 %	pHKCl 01	0.824	13.1 %	AS 01	0.625	6.3 %	Lf 02	0.579	9.4 %
	MS 01	0.266	5.8 %	V 01	0.301	6.7 %	AI 04	0.505	5.0 %	S 02	0.441	6.3 %
	Mn 01	0.217	5.7 %	pHeau 01	0.252	5.7 %	MS 02	0.273	3.9 %	V 02	0.493	4.0 %
	SI 01	0.481	3.7 %				NI 04	0.415	3.1 %	pHeau 03	0.345	2.8 %
	AI 01	0.395	3.3 %				FS 04	0.269	3.1 %	pHKCl 03	0.327	3.0 %
	KI 01	0.406	3.3 %				SI 04	0.256	2.8 %			
	FS 03	0.408	2.7 %				KI 04	0.235	2.6 %			
Facteur 3, axe 3 $\lambda_3 = 0.02478$ $\tau_3 = 13.768 \%$	MS 04	0.361	12.0 %	T 04	0.291	13.3 %	TS 02	0.668	5.7 %	T 02	0.648	7.6 %
	KS 04	0.313	9.3 %	pHKCl 02	0.412	12.1 %	NI 01	0.806	5.5 %	T 03	0.311	5.1 %
	AI 04	0.342	5.1 %	S 04	0.244	10.5 %	KS 01	0.449	4.9 %	pHKCl 04	0.238	4.7 %
	NI 04	0.446	5.0 %	A 01	0.367	8.2 %	FS 04	0.266	4.8 %	A 04	0.271	4.5 %
	KI 03	0.277	4.6 %				AI 02	0.373	4.4 %	Lg 03	0.420	4.1 %
	CI 04	0.380	3.5 %							Lf 01	0.135	3.8 %

riaux ferrallitiques typiques et se situe sur le flanc de la butte (KY1) et dans la concavité à son pied (KY3 et 8). On la retrouve en KY13 (Zone IV) et dans les arènes leucocrates de KY36 et 37 (Zone VI) du versant de Yerma. Dans les roches mésocrates, l'altération est retardée par la résistance du microcline (en présence de biotite) et de la biotite. L'association forte altération - pauvreté marquée en limons grossiers et sables fins est une conséquence de la relation entre les teneurs en sables fins et celles des minéraux altérables.

L'axe 2 négatif individualise la famille des horizons supérieurs meubles du versant de Bissighin (ceux du versant de Basséko sont moins bien corrélés), caractérisés, outre leur richesse en sables fins, par les modalités moyenne et assez forte de la somme des bases et du taux de saturation (ces dernières cependant mal expliquées par l'axe et d'une façon générale par l'analyse elle-même) : *c'est une conséquence de l'enrichissement en bases sous l'effet de la dynamique actuelle* (versant sur lequel se fait l'écoulement actuel).

Sur l'axe 3 positif, la microdivision des plagioclases explique l'abondance des sables fins, la faible teneur en argile, leur faible altération dans les arènes leucocrates. Dans les arènes mésocrates, la faible teneur en argile est due soit à une altération faible limitée aux amphiboles (BK 13 et 79), soit à une forte altération, avec minéraux argileux localisés dans les fractions plus grossières. Dans ces conditions les pH eau et les taux de saturation élevés sont imputables à une alcalinisation ultérieure (BK 24-29-32).

L'axe 3 négatif individualise les horizons argileux kaoliniques qui n'ont pas subi une alcalinisation ultérieure (amont du bassin versant, ou aval en direction du collecteur principal, dans le sens de l'écoulement ancien).

B. Relations avec la composition chimique.

L'analyse des correspondances a été effectuée sur le tableau de contingence, constitué d'une part des caractéristiques du complexe absorbant, et de l'autre la composition chimique. L'ensemble des variables a été découpé en 4 modalités à effectifs égaux (mais les sables fins et les sables grossiers n'ont pas été pris en considération). Ensemble d'horizons supérieurs meubles et horizons de profondeur ont été étudiés séparément.

1. Les horizons de profondeur.

Le tableau n° 38 donne la liste des variables qui déterminent les axes et/ou leur sont corrélées. Seuls les trois premiers axes ont été retenus. Ils extraient 80 % de l'inertie totale du nuage de points, c'est-à-dire la presque totalité des informations qui y sont contenues. Le tableau n° 39 donne la liste et les caractéristiques principales des matériaux individualisés par les axes factoriels.

Sur l'axe 1 positif, les matériaux sont parmi les plus désaturés et les plus pauvres en argile malgré l'altération complète des plagioclases. *Ces arènes leucocrates sont donc dérivées de roches riches en microcline et pauvres en plagioclases.* Sur l'axe 1 négatif, la forte capacité d'échange, associée à des minéraux argileux kaoliniques, et non

1ère ligne de frappe

Tableau n° 39. Relations complexe absorbant - composition chimique ;
Matériaux individualisés par les axes factoriels
(horizons de profondeur)

	coordonnées positives	coordonnées négatives
axe 1	arènes leucocrates à plagioclases complètement kaolinisés, à microcline peu ou pas altéré : essentiellement celles du profil KY3, auxquelles sont associées une partie de celles de KY1 et 8	arènes mésocrates où la biotite est oxydée sans expulsion notable du potassium, où le microcline n'est pas altéré : arènes kaoliniques de KY25, BK91 et BK29, à kaolinite et smectites (BK81). Les arènes smectitiques (BK13, KY25) sont mal expliquées (faiblement corrélées à l'axe)
axe 2	horizons tachetés ou bigarrés les plus fortement altérés (KY1 et 3) auxquels se joignent les arènes mésocrates kaoliniques fortement altérées, à biotite plus ou moins fortement kaolinisée (partie supérieure des arènes de KY25, une partie de celles de BK32), et quelques arènes leucocrates fortement altérées (KY1)	arènes leucocrates à plagioclases peu altérés (ce sont les plus fortement corrélées à l'axe) ou moyennement altérés)
axe 3	arènes argilo-limoneuses et partie supérieure des arènes limono-argileuses du profil BK13, base des arènes mésocrates des profils BK8 (8.16) et BK81 (81.17). Il s'agit d'arènes mésocrates où les amphiboles sont complètement transformées en smectites, et les plagioclases non altérés	cuirasses et carapaces (matériaux fortement altérés et riches en fer)

corrélative de fortes teneurs en argiles (au sens granulométrique), indique que la kaolinite est localisée de préférence dans les fractions grossières. Sur l'axe 2 positif, les fortes teneurs en silice et alumine solubles non liées à K_2O soluble (il s'agit donc de kaolinite) et non associées aux fortes teneurs en argiles, mais à celles de limons fins, indiquent que dans ces matériaux fortement altérés (taux de saturation et pH parmi les plus faibles), les minéraux argileux (kaolinite) sont principalement localisés dans les fractions granulométriques grossières, notamment dans les limons fins : il s'agit de macrokaolinite dérivée de feuilletés micacés.

L'opposition sur l'axe 2 signifie que la richesse en limons fins est liée à une forte altération avec production de macrokaolinite. Par contre, les arènes leucocrates à plagioclases peu altérés sont les plus pauvres en limons (axe 2 négatif). Ce caractère, joint à des taux de saturation seulement moyens montre que l'altération des plagioclases ne se poursuit plus aujourd'hui.

La différenciation sur l'axe 3 positif (des capacités d'échange parmi les plus fortes, associées aux plus faibles teneurs en argile) signifie que les minéraux argileux sont essentiellement constitués de smectites, qui proviennent exclusivement de l'altération des amphiboles (les plagioclases, Na₂O et CaO insolubles, et la biotite, MgO et K₂O solubles, ne sont pas altérés). Les faibles valeurs du pH_{KCl} pour des taux de saturation les plus élevés, indiquent une forte rétrogradation du K⁺ dans des smectites à forte charge tétraédrique (smectites de transformation).

Sur l'axe 3 négatif, la modalité la plus forte des $P_{H_{KCl}}$ indique une alcalinité d'échange (capacité d'échange d'anions) liée aux hydroxydes de fer. On n'insistera pas sur l'interprétation des autres caractéristiques du complexe absorbant, parce qu'il s'agit surtout de celle de la terre fine et non de l'ensemble de l'horizon induré.

L'étude des relations complexe absorbant - composition chimique par l'analyse factorielle des correspondances permet de retrouver des résultats importants de l'étude minéralogique.

2. Les horizons supérieurs meubles.

On retiendra seulement l'axe 1. Le tableau n° 40 donne la liste des variables qui le déterminent ou/et lui sont corrélées, ainsi que celle des matériaux individualisés.

Associée aux résultats de l'étude de la composition granulométrique des sables, la différenciation sur l'axe 1 oppose deux actions de la morphogenèse : accumulation des fines (argiles et limons fins) en bas de pente, départ de ces mêmes éléments dans les niveaux superficiels. L'opposition est également liée à la composition de la roche mère et au degré d'altération.

IV. Relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage.

Cette étude, déjà publiée (KALOGA, 1976), tente de préciser l'origine des nodules de type gravillonnaire. On n'en donnera ici que les conclusions.

La caractérisation des produits ferrugineux des matériaux indurés montre que la température des pics endothermiques principaux des hydroxydes augmente avec la proportion d'hématite de ces matériaux.

Les variations de la proportion d'hématite en fonction de la position des matériaux indurés dans la classification morphochronologique suggère l'existence de plusieurs cycles de cuirassement (fig. n° 59).

Tableau n° 40. Relations entre les caractéristiques du complexe absorbant et la composition chimique (triacide) des matériaux supérieurs meubles.
Analyse des correspondances sur table de contingence, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.

Facteurs et axes λ = moment d'inertie principal τ = % de l'inertie totale extrait	variables déterminant l'axe, avec $\cos^2 \beta$ et contribution relative au moment d'inertie de l'axe en %											
	coordonnées > 0						coordonnées < 0					
Facteur 1, axe 1 $\lambda_1 = 0.112$ $\tau_1 = 44.171 \%$	SI 04	0.835	7.1 %	A 01	0.884	19.8 %	AS 04	0.720	4.7 %	A 04	0.555	7.0 %
	AS 01	0.832	6.8 %	T 01	0.846	16.5 %	SS 04	0.594	4.1 %	S 03	0.635	6.9 %
	SS 01	0.818	7.6 %	S 01	0.818	8.6 %	KS 04	0.709	4.0 %	Lf 03	0.605	5.8 %
	FS 01	0.766	6.0 %	Lf 01	0.690	8.6 %	SI 01	0.686	3.8 %	S 04	0.514	4.3 %
	TS 01	0.799	5.3 %	S 02	0.510	3.1 %	AI 01	0.643	4.3 %	T 03	0.648	4.0 %
	MS 01	0.751	5.5 %	pHeau 03	0.437	2.4 %	KI 01	0.736	3.1 %	T 04	0.463	4.2 %
	KS 01	0.719	4.9 %				NI 01	0.670	3.1 %	A 03	0.330	3.3 %
	AI 04	0.566	3.2 %				MS 03	0.460	2.0 %	Lg 03	0.300	1.0 %
	NI 04	0.455	2.0 %				MS 04	0.405	2.0 %			
	CI 04	0.397	1.6 %				TS 04	0.598	3.1 %			
	matériaux à facteur 1 positif						matériaux à facteur 1 négatif					
	Ensemble du bassin versant : horizons A						Versant de Basséko : horizons B de la partie inférieure du versant et de la plaine basse					

Quant aux gravillons, ils ont pris naissance dans un milieu très lessivant, caractérisé par une forte altération, tandis que les matériaux constitutifs de leur emballage induré se sont formés dans un milieu moins lessivant avec une altération moins poussée. Les gravillons appartiennent donc à une pédogenèse plus ancienne, celle qui a engendré le vieux manteau ferrallitique.

âge décroissant dans la séquence morpho-chronologique de matériaux	+++ +						Gravillons dans matériaux indurés de la butte témoin
	+ +						Gravillons dans matériaux sous cuirasses et carapaces de la surface fonctionnelle
	+	++	+	+			Gravillons dans cuirasses et carapaces de la surface fonctionnelle
		++	+++	+			Carapaces et cuirasses de la butte témoin
		+	+ + +++ +	++	++		Carapaces et cuirasses de la surface fonctionnelle
		+		+	++ +		Carapaces fragiles au-dessus de matériaux plus indurés de la surface fonctionnelle
			+		+ +++ +		Gravillons dans matériaux superficiels meubles de la surface fonctionnelle
					+	+++ +	Nodules ferrugineux de type non gravillonnaire sous carapace de la surface fonctionnelle
						+++	Nodules de type non gravillonnaire au-dessus de cuirasse ou carapaces de la surface fonctionnelle
	hématite très importante	hématite assez importante	hématite	un peu d'hématite	traces d'hématite	hématite non signalée	proportions décroissantes d'hématite

FIG 59 — Morpho-chronologie des matériaux et proportions d'hématite.

Chapitre VI

DYNAMIQUE ACTUELLE DE L'EAU ET GÉOCHIMIE DES NAPPES

I. Dynamique actuelle des sols, processus de "lavage".

J'appelle lavage (équivalent de "washing" en Anglais), un simple entraînement mécanique des particules de sols, sans autre hiérarchisation de la mobilisation et de l'accumulation que selon la taille des constituants. Je l'oppose au terme lessivage, dans lequel il y a une intervention de phénomènes physico-chimiques avec hiérarchisation de la mobilisation et de l'accumulation, selon les caractéristiques physico-chimiques des constituants.

L'étude morphologique a permis de montrer que les processus de lavage sont associés à des carapaces qui apparaissent toujours comme des zones de concentration récente du fer sous l'action des nappes hydrostatiques suspendues ; l'abaissement du niveau de base a transformé ces dernières en nappe en charge. Ils atteignent leur développement maximum sur le versant de Bissighin, tandis que sur le versant de Basséko, ils sont plus discrets et limités à la partie supérieure des carapaces dans certains profils (KALOGA, 1972). Ce n'est que dans le profil BK81 (où la cuirasse atteint la plus forte épaisseur) que l'on observe des processus intenses de lavage dans la cuirasse elle-même. La différence entre les deux versants confirme bien que l'écoulement récent s'est fait et que l'écoulement actuel se fait principalement en direction du collecteur secondaire. D'une façon générale, les carapaces "lavées" sont localisées dans les zones d'entaille des cuirasses plus anciennes. Elles sont ainsi toujours associées aux évolutions récente et actuelle.

Un certain nombre de carapaces soumises aux processus de lavage ont été examinées en saison des pluies, en Août 1973, après la chute d'environ 500 mm de pluies (un peu plus de la moitié de la pluviométrie annuelle) : profils KY17, 21 et 22 sur la toposéquence de Yerma, KY42 dans la concavité amont du versant de Bissighin, BK13 et 20 sur la toposéquence de Bissighin. Ces carapaces correspondent toutes à des zones privilégiées de circulation des eaux. Elles présentent, en saison des pluies, une nappe circulante, alors que dans les profils situés à proximité mais sans processus de lavage, on n'observe pas de nappe, sinon parfois dans les arènes à grande profondeur. Ces nappes d'arènes n'ont

Tableau n° 41. Composition chimique des eaux de circulation oblique engendrant les processus de lavage.

échantillons		ρ Ω/cm	pH	T A C CO ₃ Ca mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	PO ₄ ⁻³ mg/l	SiO ₂ mg/l	K mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	$\frac{SiO_2 \text{ fixé}}{Al_2O_3 \text{ fixé}}$
KY	17	0.543 10 ⁵	6.6 (6.0)	8	8	< 2.5	< 0.25	17.4	1.6	1.8	< 0.1	0.3	1.2
	19	0.265 10 ⁵	6.5	6	1.5	"	"	27.4	1.1	7.0	< 0.1	0.1	3.2
	21	0.515 10 ⁵	7.0 (6.0)	13	0.5	"	"	22.1	1.5	3.4	< 0.1	0.35	2.0
	22	0.458 10 ⁵	6.6	8	0.3	"	"	16.6	1.0	3.4	< 0.1	0.25	2.8
	42 a	0.358 10 ⁵	6.7	9	0.8	"	"	13.7	1.0	2.6	1.5	0.85	2.5
	42 b	0.450 10 ⁵	6.7 (6.6)	7	0.3	"	"	14	1.0	2.6	2.0	1.20	2.4
BK	13 b	0.093 10 ⁵	7.7 (6.8)	49	3.9	"	"	17	11.4	7.2	6.5	1.7	4.0
	13 c	0.079 10 ⁵	7.6	52	13.5	"	"	16.8	11.7	7.2	9.5	2.3	3.7
	20 b	0.229 10 ⁵	7.1 (6.1)	18	0.7	"	"	13.1	1.6	3.1	3.5	1.2	2.8
	32	0.207 10 ⁵	7.2 (6.5)	29	6.3	< 10	"	15.4	2.9	10.6	3.0	2.2	4.4
	94	0.372 10 ⁵	6.5	13	4.7	< 2.5	"	22.8	2.0	6.9	1.5	0.5	3.5

les pH entre parenthèses ont été déterminés sur le terrain par colorimétrie.

pas montré de remontée dans leurs niveaux au mois d'Août 1973.

Dans le profil BK13, la circulation d'eau était réduite à un suintement continu que la pluie de la nuit du 24 Août (16 mm environ) a transformé en véritable nappe.

Au mois de Février 1971, lors du creusement des fosses, certains des canaux préférentiels de circulation de l'eau présentaient encore un suintement au niveau des poches.

Le tableau n° 41 donne la composition chimique des eaux de ces nappes, ainsi que de celles de la zone aval du versant de Basséko (pour le profil BK94, le prélèvement a été effectué dans la carapace et pour le profil BK93 dans le matériau bigarré). Dans tous les cas, les prélèvements ont été faits directement aux tubulures après pompage à l'aide d'une motopompe. Dans la colonne pH, les chiffres entre parenthèses représentent les mesures effectuées sur le terrain par colorimétrie. Partout, les teneurs en Fe et Al sont inférieures à 50 µg/l. Toutes les eaux sont parfaitement limpides même après plusieurs années de conservation, sauf en BK32. D'autre part, les pH ne laissent aucun doute sur l'éventualité de la présence de fer. Les rapports Silice/alumine du complexe d'altération, calculés d'après la formule de TARDY (1969) oscillent entre 2.4 et 4.4 (sauf en KY17). Ils indiquent une bisiallitisatation actuelle.

Ainsi, il n'y a pas de mobilisation du fer par ces eaux dont l'action sur les niveaux cuirassés est actuellement purement mécanique : les carapaces sont parfois entièrement vidées de leurs éléments fins et ne constituent alors qu'un empilement bouillant de feuillets ou de nodules ferrugineux. Il n'y a pas de redistribution actuelle du fer par ces eaux dont l'action ne relève donc pas du processus d'évolution des sols ferrugineux tropicaux lessivés. L'arrêt dans les processus de mobilisation et de redistribution du fer résulte essentiellement de la vitesse acquise par les nappes à la suite de l'abaissement du niveau de base et qui en fait des eaux oxydantes incapables de mobiliser le fer.

Dans la carapace "lavée" du profil BK5, les plafonds des tubulures sont propres, leurs planchers comportent encore des restes de remplissages argileux, des revêtements finement sableux à limoneux dont la surface montre des sables lavés et des microcuvettes de décantation argileuse. Ces remplissages sont donc soumis à une érosion mécanique. Le tableau 42 montre la composition chimique de ces remplissages (R) et celle de leur partie supérieure soumise à l'érosion mécanique (S).

Tableau n° 42 : Composition chimique des remplissages tubulaires (analyse totale).

	$\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}$	H_2O^-	H_2O^+	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5
R	0.200	1.05	5.46	69.46	15.74	3.16	0.38	0.253	0.237	2.06	1.33	0.04	0.071
S	0.198	0.22	4.92	73.50	13.00	2.58	0.283	0.317	0.333	2.25	1.25	0.025	0.067

La partie superficielle des remplissages (S) est effectivement plus riche en quartz, mais le rapport Fe_2O_3/Al_2O_3 reste strictement inchangé : il y a une simple érosion mécanique des fractions fines.

Dans le profil BK6, on a pu comparer la granulométrie des sables d'une zone très poreuse et plus lavée de la carapace (BK 6.9) à celle d'une zone plus cohérente (BK 6.8). De la seconde à la première, on constate une augmentation des fréquences des sables fins (à partir de 1250 μ) alors que celles des sables grossiers reste identique. Il y a donc un enrichissement en sables fins par apport.

Dans les études minéralogiques sur la toposéquence de Bissighin, on a constaté que, dans le profil BK 14, il n'y avait pas de différence entre les zones "lavées" peu cohérentes et les zones compactes dans la composition minéralogique des fractions argileuses.

II. Composition des nappes profondes.

Un certain nombre de profils ont montré, en saison sèche, la présence de nappes en profondeur, le plus souvent dans les arènes. Mais, sur la partie aval du versant de Basséko, la nappe se présente d'abord dans le matériau bigarré (profil BK 91 et 92) puis dans les matériaux supérieurs meubles au-dessus des niveaux indurés (profils BK 94-95-96-97).

Deux séries de prélèvements ont été faites, l'une en 1971 (au mois de Février juste après le creusement des fosses), l'autre en 1972 (au mois de Mai après un approfondissement des fosses). Le tableau n° 43 donne la composition chimique des eaux (teneurs en éléments majeurs).

En 1971, fer et aluminium ont été dosés sur des concentrés (éléments en solution + éléments en suspension). Les eaux se classent en deux groupes :

- celles de la partie inférieure du versant de Bissighin (BK 33) et notamment de la plaine basse (BK 24-29-32).

- celles du versant de Basséko (partie supérieure à la plaine basse, BK 80 à BK 97).

Le premier groupe est caractérisé par des eaux limpides, à très faibles teneurs en fer et aluminium, une salinité élevée (forte concentration en ions CO_3H^- , teneurs très élevées en sodium, assez élevées en magnésium, pH élevés. Par contre, les teneurs en potassium sont faibles avec en conséquence des rapports moléculaires Na_2O/K_2O très élevés (62 à 227). Les teneurs en calcium sont également faibles. La salinité de ces eaux est donc imputable essentiellement au sodium, accompagné du magnésium. Tout se passe comme si les altérations ne libéraient pratiquement que silice et sodium.

Si l'on considère avec TARDY (1969) que le rapport Na_2O/K_2O augmente et que le rapport SiO_2/CaO diminue dans les eaux d'arènes lorsque le milieu se confine, les fortes valeurs du rapport Na_2O/K_2O indiquent ici un confinement élevé et confirment la faible libération du potassium des biotites et des feldspaths. Mais elles sont associées à de fortes valeurs du rapport SiO_2/CaO (60 à 224). C'est une conséquence

Tableau n° 43. Composition chimique des eaux.

échantillons	prof. de prélèv.	nature de l'aquifère	ρ Ω/cm	pH	CO ₃ H ⁻	Cl ⁻	SiO ₂	SO ₄ ⁻²	PO ₄ ⁻³	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe	Al
					mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	$\mu g/l$
prélèvements de 1971															
B K 24	330	arène leuco. sableuse	0.179 10 ⁴	7.75	200	3.5	125	< 2.5	< 0.1	1.75	114	3	10.78	< 10	< 10
29	300	arène mésocrate LA	0.139 10 ⁴	8.05	297	2.7	133	< 5	< 0.1	1.2	160	2	24.6	16	10
32	270	mat. Argil. tacheté	0.275 10 ⁴	7.65	125	4.1	112	< 2.5	< 0.1	1.8	56	2	10.34	16	26
33	410	migm. mésoc. friable	0.305 10 ⁴	7.50	106	4.9	157.5	7.2	0.17	1.05	63	1	4	18	30
80	600	"arène" argilo-sableuse	0.083 10 ⁵	6.95	35	2.4	53.7	2.8	< 0.1	2.4	16.2	1.4	2.46	1140	210
86	620	arène mésocrate	0.167 10 ⁴	5.55	6	1.7	53.5	< 2.5	0.13	2.32	3.9	< 1	1.76	660	350
89	545	mat. bigarré riche	0.293 10 ⁴	7.35	122	2.6	110	2.5	0.27	1.50	74	< 1	4.48	310	310
91	450	en biotite oxydée	0.450 10 ⁴	7.20	63	2.2	86	3	< 0.1	1.05	32.8	1.6	6.68	180	185
92	220	mat. bigarré	0.133 10 ⁵	6.85	12	3.95	18.5	< 2.5	0.13	3.35	10.4	< 1	1.38	280	450
94	190	mat. argileux	0.157 10 ⁵	6.50	12	7.5	22.25	< 2.5	0.16	5.25	6.4	< 1	1.46	190	575
95	160	à struct. prismatique	0.243 10 ⁵	6.55	10	3.2	23.5	< 2.5	< 0.1	2.65	4.6	< 1	0.92	66	380
96	100	sus-jacent à la	0.293 10 ⁵	5.90	6	2.10	20.75	2.8	< 0.1	2.1	3.8	< 1	0.78	68	330
97	62	carapace	0.197 10 ⁵	6.10	9	6.50	24.75	3	0.13	3.15	7.6	< 1	1.02	520	1850
prélèvements de 1972															
B K 13	630	migmatite mésocrate	0.15 10 ⁴	8.55	196	5.6	95.5	6.9	0.13	1.6	117	13.0	13.28	< 100	
20	670	migm. leucocrate friable	0.894 10 ⁴	8.0	34	0.65	54.6	< 2	< 0.1	1.6	15.6	5.5	2.48	"	
28	500	arène leucocrate SA	0.257 10 ⁴	8.55	130	1.45	77.5	< 2	< 0.1	1.3	67	12.0	7.68	"	
29	430	arène mésocrate LA	0.279 10 ⁴	8.50	112	3.0	123	< 2	0.13	1.5	62	10.0	6.23	"	
32	500	arène mésoc. LA.kaolin.	0.501 10 ⁴	8.25	59	1.9	88.5	< 2	< 0.1	0.4	31	6.0	4.92	"	
53	500	arène mésoc. à leuco. vertique	0.136 10 ⁵	7.75	23	0.75	50.4	< 2	< 0.1	1.6	10.5	4.01	1.97	"	
80	800	"arène" argilo-sableuse	0.658 10 ⁴	7.85	27	1.45	63	< 2	< 0.1	1.9	17	9.0	3.46	"	
81	740	"arène" argileuse	0.207 10 ⁵	7.45	14	0.95	56.5	< 2	< 0.1	2.9	5.9	4.89	3.24	"	
93	280	mat. bigarré	0.236 10 ⁵	7.40	12	1.65	20.6	< 2	< 0.1	1.7	5.3	2.47	1.18	"	
94.2	300	carapace	0.315 10 ⁵	7.30	10	1.45	22.5	< 2	< 0.1	2	4.2	1.7	0.71	"	
94.3	317	ferrugineuse	0.501 10 ⁵	7.25	10	1.25	22.3	< 2	< 0.1	1.8	3.8	1.48	0.77	"	
95	215	carapace	0.315 10 ⁵	7.30	10	1.80	23	< 2	< 0.1	2.1	4	1.37	0.62	"	
95.2	240	ferrugineuse	0.343 10 ⁵	7.30	10	1.50	22.8	< 2	< 0.1	1.7	4.5	1.87	0.59	"	
96	165	carapace ferrugineuse	0.295 10 ⁵	7.25	10	2.0	20.8	< 2	< 0.1	2	4.8	2.09	0.84	"	
K Y 26	930	arène mésocrate kaolinique	0.307 10 ⁵	7.30	11	0.25	38.8	< 2	< 0.1	1.9	5	1.32	0.46	"	

du fait que le milieu ne libère pratiquement que silice et sodium.

Le deuxième groupe comporte des eaux contenant des suspensions colloïdales. Les teneurs en fer et aluminium sont beaucoup plus élevées. Les prélèvements BK80 et 86 sont effectués dans des arènes (leucocrate à mésocrate à grain grossier en BK 80, leucocrate à mésocrate à passées surmicacées et à passées très leucocrates en BK86) contenant des proportions assez importantes de minéraux gonflants. La salinité est beaucoup moins élevée (concentrations en ions CO_3H^- , en sodium, en magnésium). La teneur en silice est également plus faible. Par contre, les concentrations en potassium sont plus élevées. Le pH est moins élevé, il devient même moyennement acide en BK86. En BK91 (prélèvement effectué dans une arène mésocrate kaolinique où il ne subsiste plus que des biotites oxydées) la salinité (imputable aux teneurs en CO_3H^- , en sodium et en magnésium) est plus élevée qu'en BK80 et 86, et dans les eaux aval (y compris celle de la plaine basse). Il semble donc que les arènes mésocrates kaoliniques libèrent essentiellement ces éléments. Ils pourraient provenir des vermiculites et des illites servant d'étapes dans la kaolinisation des amphiboles.

En 1972, les dosages de fer et d'aluminium sont faits sur les éléments en solution. La plupart des eaux sont limpides (sauf en BK 28-32-53-80 et 81) et certaines sont recueillies directement aux tubulures (BK 20 - 94.2 - 94.3 - 95 - 95.2). Lorsque le même profil a fait l'objet de prélèvement en 1971, on a des éléments de comparaison riches d'enseignement :

- dans la plaine basse de Bissighin, la salinité diminue assez fortement. En BK32, la silice diminue de 20 %, le potassium, le magnésium et les ions CO_3H^- de moitié, tandis que le calcium est multiplié par 3. En BK29, la silice reste assez identique, le sodium est divisé par 3, le magnésium par 4, les ions CO_3H^- par 2.6 tandis que le calcium est multiplié par 5 et que le potassium reste inchangé.

- dans la partie inférieure du versant de Basséko, on n'observe pas de variations réellement significatives des concentrations en ions CO_3H^- , en silice. Il y a cependant une certaine diminution des teneurs en potassium, sodium, calcium et magnésium.

Les eaux se classent en deux groupes :

- celles du versant de Bissighin auxquelles se joignent celles de la partie supérieure du versant de Basséko (BK 13-20-28-29-32-53-80-81) caractérisées par les plus fortes salinités.

- celles de la partie inférieure du versant de Basséko caractérisées par les plus faibles salinités.

L'ensemble de ces variations montre :

- que les sources principales de silice et de sodium ne sont pas l'altération actuelle des plagioclases, mais les minéraux résiduels de l'altération ancienne (biotite, vermiculite, illites). La preuve en est que sur le versant de Yerma, les eaux d'arènes recueillies (KY 26 et KY 19) sont beaucoup plus pauvres en silice et en bases. Le rapport SiO_2 fixé/ Al_2O_3 fixé est inférieur à 2, alors qu'il est très largement supérieur à 2 sur les versants de Bissighin (3.5 à 5.0) et de Basséko (2.4 à 3.0).

- que l'écoulement actuel se fait en direction du collecteur secondaire de Bissighin. Les eaux qu'il accumule indiquent une altération bisiallitique. La silice est très abondante dans celles de la plaine basse de Bissighin qui baignent pourtant des matériaux argileux et des arènes essentiellement kaoliniques (BK 28 - BK 32) ou à fortes proportions de kaolinite (BK 29), souvent encore riches en biotites oxydées. Cette alcalinisation très poussée en bas de pente, beaucoup plus prononcée que dans les eaux étudiées par TARDY (1969), ne s'accompagne d'aucune néogenèse smectitique, comme le montrent les profils BK 32 et BK 91 (arènes mésocrates riches en biotites oxydées), BK 28 (arène leucocrate). Elle ne se traduit même pas par une évolution des biotites oxydées vers les smectites, c'est-à-dire par l'entrée du silicium dans les sites tétraédriques laissés vacants par le départ de Al^{+3} . Le phénomène montre bien que la bisiallitisaiton a pris le relais de la monosiallitisaiton et surtout, il confirme que les smectites sont essentiellement liées à des transformations et non à des néogenèses extra-cristallines. Il ne peut y avoir envahissement du paysage par une remontée du front de smectitisaiton, comme ceci a été décrit au Tchad (BOCQUIER, 1971).

Certaines arènes mésocrates de la partie supérieure du versant de Basséko, contenant pourtant des proportions assez importantes de smectites (BK 81 et BK 86), et du versant de Yerma (KY 26), montrent des nappes où le rapport SiO_2 fixé / Al_2O_3 fixé (1.0 en BK 81, négatif en BK 86, 0.50 en KY 26) indique une monosiallitisaiton accusée. C'est un héritage de l'ancienne altération kaolinique. On peut remarquer ainsi que les eaux de circulation oblique qui engendrent les processus de lavage sont plus alcalinisées que les eaux d'arènes du profil KY 26.

En conclusion, l'interprétation de la composition chimique des eaux confirme celles de la composition minéralogique et de l'organisation morphologique : les smectites succèdent à la kaolinite dans le temps. Il s'agit essentiellement de smectites de transformation dérivées de produits qui ont survécu à l'ancienne altération kaolinique.

Chapitre VII

ÉTUDE DES VARIATIONS PAR RAPPORT AU BASSIN VERSANT DE BASSEKO

La toposéquence de Sakoula

L'étude se situe également dans la région de Ouagadougou, sur la route de Ouagadougou à Koungoussi, dans le bassin versant de Lumbila (PYENS et KLEIN, 1964), (voir localisation fig. 1 et 8). Selon le levé cartographique de DUCELLIÉ (1963), la toposéquence est sur granites, à la limite avec le panneau de migmatite qui traverse le bassin versant de Basséko (fig. 8). Le versant étudié est celui d'un petit sous-affluent du Massili (lui-même affluent de la Volta Blanche). Il comprend un amont constitué par une butte cuirassée et une plaine dont la partie supérieure est concave et la partie inférieure rectiligne (fig. 60).

A. L'organisation macromorphologique des profils.

1. Le sommet de la butte cuirassée.

Il comporte des affleurements et un amoncellement de gros blocs de cuirasse ferrugineuse conglomératique à tubulures blanchâtres. Il n'a pas été étudié.

2. Le flanc de la butte.

D'extension faible, il a été étudié à travers un profil, KSA 1.

Le profil KSA 1.

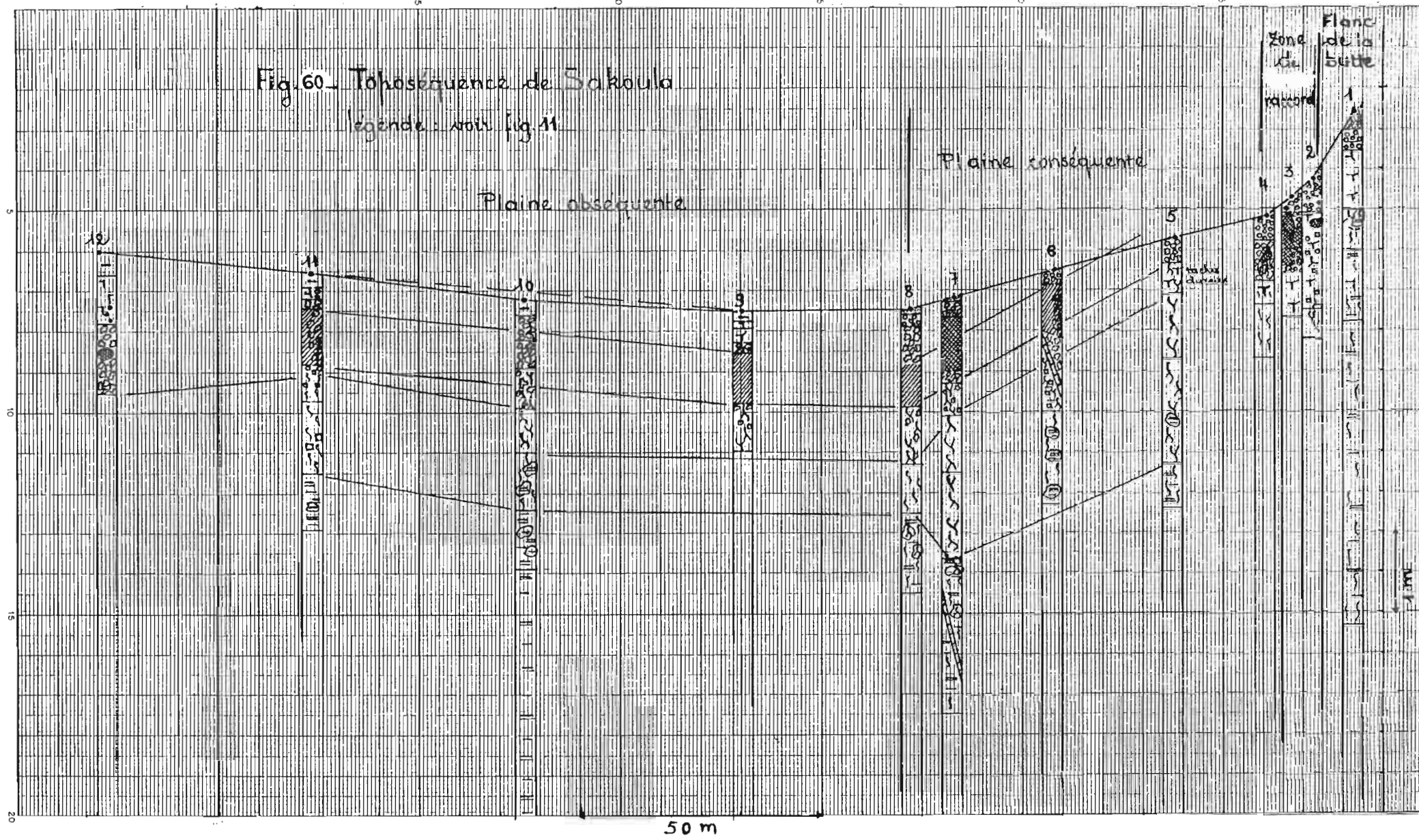
a. Description.

Il comprend :

(1) un ensemble d'horizons (0-47 cm), constitués de nodules ferrugineux de formes irrégulières, anguleuses, de tailles variables, avec quelques nodules de type gravillonnaire (formes arrondies, cassure rouge violacé), dans une terre fine d'abord assez abondante (50 % environ) et sablo-argileuse (0-23 cm), puis plus rare et argilo-sableuse (23-47 cm), avec alors la présence de nombreuses poches peu cohérentes et plus pauvres en terre fine et de nombreux cailloux et pierres de

Fig. 60. Tonosequence de Sakoula

legende: voir fig. 11



cuirasse ; la couleur est gris rouge (10 R 5.5/3 et 10 R 6/3) puis brun rouge clair (2.5 YR 6/3).

(2) un ensemble d'horizons (47-118 cm) rouges, 10 R 5/7, passant à 2.5 YR 5/8 à la partie inférieure, avec alors quelques petites taches blanchâtres et quelques amas calcaires gris cendre ; argileux ; à structure polyédrique moyenne à petite assez bien développée ; à cohésion d'ensemble moyenne à assez forte, puis assez forte.

(3) un horizon de transition (118-168 cm) rouge plus clair (2.5 YR 6/6) avec de nombreuses plages d'arène rouge pâle, blanchâtre ou jaunâtre à lithostructure conservée ; argileux ; à structure polyédrique grossière à petite moyennement à assez bien développée selon les endroits ; à cohésion d'ensemble assez forte.

(4) un ensemble d'horizons à lithostructure conservée (observée jusqu'à 635 cm), arène rouge pâle à nombreuses petites taches blanchâtres, à taches rouge foncé, argilo-limoneuse (limons grossiers), à structure massive et à cohésion forte (168-258 cm) ; puis (258-635 cm), arène piquetée de petites taches rouge pâle diffuses, noirâtres (biotite altérée formant parfois des veines noirâtres) avec des plages ou des veines blanches, quelques taches rouges formant parfois des plages plus importantes ; ces plages rouges correspondent à des zones argileuses ; limono-argileuse à limons grossiers (ce sont les micas qui donnent le limon grossier) ; vers 600 cm, on observe de larges plages blanches à petites taches rouges (10 R 4.5/6 environ) provenant de l'altération de passées de pegmatite feldspathique.

b. Analyse et interprétation.

On retrouve, comme sur la toposéquence de Yerma (bassin versant de Basséko), du haut en bas du profil :

- un ensemble d'horizons à nodules ferrugineux (0-47 cm), dans lequel la présence de cailloux et pierres de cuirasse suggère une origine détritique (démantèlement *in situ* ou non d'un profil cuirassé). Mais ces matériaux ne montrent ici d'autre évolution pédologique qu'une faible différenciation texturale dans le sens d'un appauvrissement superficiel en argile.

- un ensemble d'horizons à lithostructure conservée (168-635 cm), arène mésocrate avec des passées leucocrates, où la différenciation des couleurs est essentiellement d'origine pétrographique, sans redistribution du plasma.

En outre, ces deux ensembles sont séparés ici par :

- un ensemble d'horizons B argileux, à caractères ferrallitiques, dont le passage progressif à l'arène à structure conservée montre qu'il s'agit d'une évolution *in situ* sans remaniement.

Ces horizons sont les équivalents, dans le profil KY1 (de la toposéquence de Yerma), de la partie supérieure de l'horizon tacheté (argileux à structure prismatique petite à moyenne assez bien développée).

La comparaison des profils KY1 et KSA1 suggère que l'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés du premier n'est pas un élément initial du vieux profil ferrallitique.

3. La zone de raccord avec la plaine (KSA 2 à KSA 4).

Les caractères distinctifs par rapport à KSA 1 sont :

a. pour le profil KSA 2, un ensemble d'horizons B rouges ferrallitiques à nombreux graviers et cailloux de quartz (texture argilo-graveleuse imputable à une variation de faciès pétrographique de la roche mère), à nombreux nodules ferrugineux et pierres de cuirasse dans sa partie supérieure, quelques nodules dans sa partie inférieure, et sans accumulation calcaire.

L'arène est d'abord mésocrate rouge clair, à plages rouge violacé dominantes dans lesquelles on distingue de nombreuses fines paillettes de micas) et à nombreuses petites taches blanchâtres, puis leucocrate rouge pâle, sablo-argileux, à plages mésocrates.

b. en KSA 3,

- la présence, sous l'ensemble d'horizons à nodules (0-41 cm) qui ne contient plus de pierres de cuirasse, d'un horizon (41-96 cm et parfois même 18-96 cm aux dépens du sus-jacent) constitué de pierres et blocs de cuirasse, dont un très gros, qui fait toute l'épaisseur de l'horizon sur un côté, tandis que le plus souvent, il s'agit de pierres emballées dans un matériau à nodules ferrugineux.

- l'absence d'accumulation calcaire dans l'ensemble d'horizons B argileux ferrallitiques, dont la couleur est plus claire (2.5 YR 6/6), et qui présente, dans sa partie supérieure de nombreux nodules ferrugineux et quelques taches rouges diffuses, devenant assez nombreuses pour ces dernières et moins nombreuses pour les premiers à la partie inférieure.

c. en KSA 4,

- la présence, comme en KSA 3, d'un horizon à pierres de cuirasse, bien individualisé, constitué ici tantôt de blocs de carapace à cuirasse ferrugineuse, tantôt de nodules ferrugineux, avec des cailloux et pierres de cuirasse.

- *l'apparition, dès 18 cm de profondeur (dans l'ensemble d'horizons à nodules ferrugineux), d'assez nombreuses taches rouges qui se poursuivent dans les horizons sous-jacents, deviennent nombreuses à la partie inférieure de l'ensemble d'horizons B argileux à caractères ferrallitiques (qui contiennent toujours de nombreux nodules ferrugineux).*

Ces taches se poursuivent également dans la partie supérieure des arènes où se différencie une sorte d'horizon bigarré : rouge clair à très nombreuses taches rouges, parfois noires au centre, assez nombreuses taches blanches, texture argileuse, structure polyédrique peu développée.

En résumé, les profils se distinguent de celui du flanc de la butte par une meilleure représentativité des cuirasses (toujours démantelées) et une apparition, à mi-pente, d'une ségrégation ferrugineuse par taches, sous l'action d'une hydromorphie qui se surimpose à l'évolution ancienne, et qui s'intensifie en bas de pente, avec alors individualisation, à la partie supérieure de l'arène, d'un horizon bigarré.

4. La plaine.

a. Le versant conséquent (KSA 5 à KSA 8).

(1) Description du profil KSA 5.

La surface du sol est jonchée de gros blocs de cuirasse et de gravillons ferrugineux. Par rapport aux profils précédents on note :

- la disparition de l'horizon à blocs de cuirasse (cette dernière ne subsiste plus que sous forme de quelques pierres dans l'ensemble d'horizons à nodules ferrugineux de formes irrégulières, très durs, associés à des nodules de type gravillonnaire, dont l'épaisseur est réduite à 20 cm). Cet horizon est remplacé par un niveau (20-33 cm) essentiellement constitué *de gros nodules ferrugineux de formes irrégulières, facilement cassables au piochon, et parfois à la main*, avec quelques gros nodules formés par la cimentation de gravillons ferrugineux qui se détachent bien de leur matrice indurée, et dont la surface est maculée de nombreuses taches rouges.

- la disparition de l'ensemble d'horizons B argileux, rouges à structure polyédrique. L'horizon à nodules ci-dessus passe directement à :

- un horizon tacheté à bigarré à bigarré typique (33-153 cm), d'abord à très nombreuses taches rouges (faiblement indurées, texture inappréciable) en assemblage anastomosé sur un fond ocre pâle qui s'éclaircit vers le bas avec alors des taches blanchâtres, puis à très nombreuses taches rouille et blanches en assemblage anastomosé ; la texture est argileuse, la structure peu développée à tendance polyédrique, la cohésion assez forte. Dans la partie inférieure (153-280 cm), il apparaît des plages rouge violacé clair d'arène à structure conservée (à texture sablo-argileuse à argilo-sableuse, à nombreuses fines paillettes de micas) dont le nombre augmente progressivement en profondeur, avant le passage à :

- l'arène mésocrate à structure conservée à piquetis intense rouge violacé diffus avec de petites taches blanches et d'assez nombreuses taches rouille diffuses ; la texture est limoneuse (limons grossiers = fines paillettes de micas) ; le passage à l'horizon sus-jacent se fait progressivement par augmentation de l'importance et de l'individualisation des taches rouille et blanches.

En résumé, les manifestations de l'hydromorphie sont plus intenses que dans le profil KSA 4 avec :

- la formation (de 20 à 33 cm) de nodules ferrugineux facilement cassables qui se distinguent de ceux, très durcis, difficilement cassables qui constituaient jusque là l'ensemble d'horizons à nodules ferrugineux. Il s'agit d'une seconde génération de nodules, alors que les restes de cuirasses sont beaucoup moins représentés.

- une forte extension de l'horizon bigarré vers le haut du profil, aux dépens de l'ensemble d'horizons B rouges à caractères ferrallitiques, qui est soit manquant, soit transformé, comme la partie supérieure de l'arène, en horizon bigarré. Ce dernier apparaît ainsi comme un trait pédologique surimposé ultérieurement dans le vieux profil ferrallitique. Le passage de l'arène à l'horizon bigarré se fait progres-

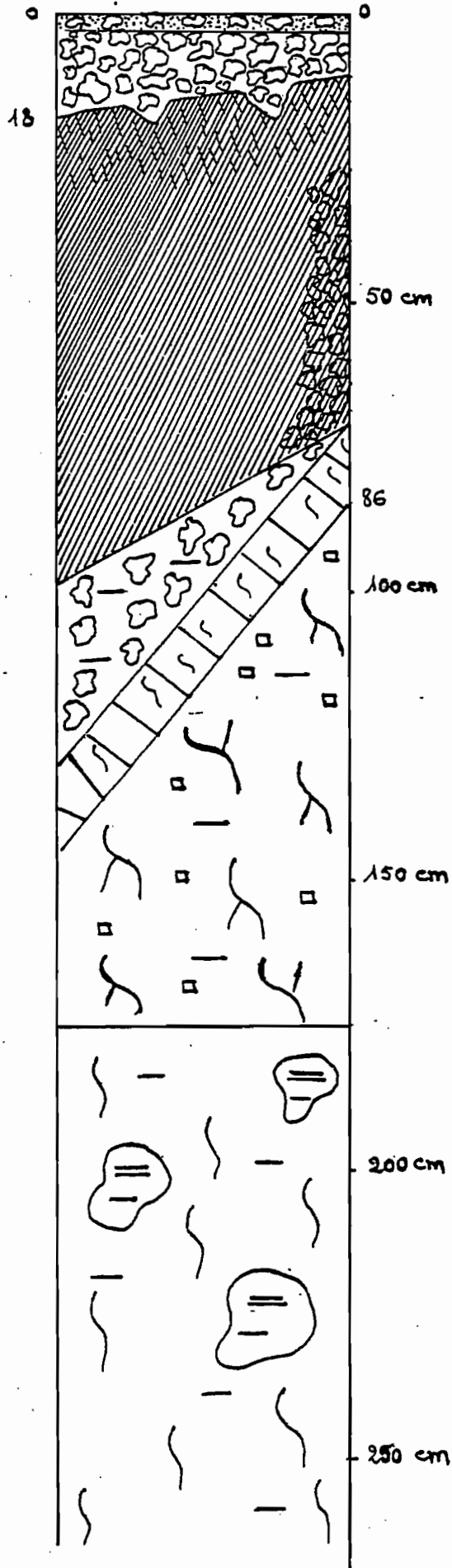


Fig. 61- profil KSA 6
légende : voir fig. 11

sivement par disparition des plages rouge violacé à structure conservée au profit des taches blanches et rouille, c'est-à-dire par redistribution des produits ferrugineux, qui s'individualisent *in situ* à l'échelle des cristaux dans l'arène (piquetis intense rouge violacé).

(2) Le profil KSA 6.

La figure n° 61 donne une coupe de ce profil. La surface du sol est toujours jonchée de gros blocs de cuirasse dont certains sont ennoyés.

Il se distingue de KSA 5 par :

- la présence d'un voile sableux (0-3 cm) au-dessus de l'ensemble d'horizons à nodules ferrugineux dont la limite inférieure est variable (cf. fig. n° 61).

- le remplacement de l'horizon à nodules cassables par une cuirasse à carapace ferrugineuse (18-99 cm), à ciment rouge avec de très nombreuses taches noires ; l'induration, moyenne à la partie supérieure, diminue progressivement vers le bas ; la porosité est grossière (aspect scoriacé dû au lavage de la terre fine ; par endroits la carapace est remplacée , sur la plus grande partie de son épaisseur, par de gros nodules de formes irrégulières sporadiquement cimentés en carapace ; les limites supérieure (moins fortement) et inférieure (plus fortement) sont inclinées dans le sens du niveau de pegmatite situé plus bas (cf. fig. n° 61), en outre l'horizon à nodules sus-jacent y pénètre par poches.

- la présence, sous la carapace, d'un horizon (99-131 cm, avec limites supérieure et inférieure variables suivant celles du niveau de pegmatite sous-jacent) rose à quelques taches blanchâtres, à très nombreux nodules ferrugineux rouge à rouille avec souvent une tache noire au centre, non cassables à la main ; la terre fine est argileuse à structure polyédrique moyennement développée, la porosité est grossière (nombreuses cavités par endroits).

Il repose sur :

- un filon de pegmatite (131-146 cm) fortement incliné (cf. fig. n° 61, à gros cailloux et pierres de quartz dont nombreux sont ferruginisés et se débitent assez facilement en éclats à faces rouille à taches noires.

- un horizon (146-175 cm, la limite supérieure suit le niveau de pegmatite) tacheté, rose à très nombreuses et grandes taches rouille piquetées de noir au centre, à texture gravelo-argileuse (graviers de quartz).

Comme en KSA 5, l'horizon tacheté passe à un horizon de transition tacheté (nombreuses taches rouille, jaune, blanchâtres) à plages d'arène à structure conservée intensément piquetées de rouge violacé diffus).

Analyse et interprétation.

Le cuirassement est brusquement beaucoup plus intense et plus épais que dans le profil KSA 5. Le fait que les variations de son niveau supérieur suivent (bien que de manière amortie) celles du niveau

de pegmatite, montre qu'il est en place et n'a été démantelé que par poches (action possible des racines d'arbres ou arbustes). *C'est une intensification du cuirassement de deuxième génération observé dans le profil KSA 5 : recimentation du niveau à nodules. Les blocs de cuirasse observés en surface appartiennent donc à un cuirassement antérieur probablement le même que celui des profils de la zone de raccord. L'aspect scoriacé témoigne de processus de lavage : comme dans le bassin versant de Basséko, le cuirassement est lié à une nappe qui, dans un premier temps (phase statique) l'a engendré, et dans un deuxième temps (phase dynamique consécutive à l'abaissement du niveau de base), provoque des phénomènes de lavage. Ce cuirassement se poursuit en profondeur par un horizon à nodules dont les relations avec le niveau de pegmatite sous-jacent montre que celui-ci a servi de plancher dans la circulation des solutions ferrugineuses, tandis que l'engorgement se poursuit au delà avec l'individualisation d'un horizon tacheté, dans un faciès pegmatitique. Contrairement au bassin versant de Basséko, l'altération kaolinique n'a pas butté sur le filon de pegmatite (probablement parce qu'il s'agit d'une formation d'extension faible).*

(3) Variations par rapport à KSA 6 : les profils KSA 7 et 8.

Par rapport à KSA 6, on observe :

- un épaissement de l'horizon sableux superficiel (6 cm),
- une brusque intensification du cuirassement en KSA 7 : cuirasse ferrugineuse à induration forte (23-89 cm) passant à une carapace à induration faible (89-103 cm), cimentant de très nombreux nodules rouges parfois à taches noires au centre,
- une diminution de l'épaisseur et de l'intensité du cuirassement en KSA 8 : l'induration de la carapace est faible dès son sommet et diminue progressivement en profondeur, le ciment présente de nombreuses grandes taches noires, l'épaisseur (48 cm) diminue au profit d'un horizon à très gros nodules ferrugineux de formes très irrégulières, à nombreuses apophyses, non cassables à la main, avec quelques fragments de cuirasse,
- un passage direct et brusque de la carapace à l'horizon bigarré, à la partie supérieure duquel les taches sont durcies en nodules plus ou moins bien individualisés, difficilement cassables à la main dès qu'ils le sont,
- un horizon de transition horizon bigarré-arène dont la limite inférieure (qui varie de 365 à 465 cm) suit, en KSA 7 un filon de pegmatite fortement incliné (45°).

En KSA 7, l'intensification brutale du cuirassement ne s'accompagne pas de son épaissement par rapport à KSA 6. D'autre part, les phénomènes d'hydromorphie qui ont surimposé l'horizon bigarré dans l'arène ferrallitique ont butté sur le filon de pegmatite.

Les caractéristiques du cuirassement ne constituent pas une suite ordonnée le long de la pente actuelle.

b. Le versant obséquent (KSA 9 à KSA 12).

(1) Le profil KSA 9.

Les blocs de cuirasse et les gravillons ferrugineux disparaissent de la surface du sol qui a un aspect dammé. La pluie de la veille

à 17 H 30 a provoqué la formation de nombreuses flaques d'eau sous lesquelles, le lendemain, à 6 H 30, le front d'humectation n'avait pénétré que de 5 cm, avec une zone superficielle de 1 cm, boueuse et fluante.

La différence essentielle avec les profils KSA 7 et 8 de la plaine obséquente consiste en la présence, au-dessus d'un horizon à nodules (nodules de formes irrégulières et gravillons ferrugineux) peu épais (12 cm), d'un ensemble d'horizons supérieurs meubles sans phase indurée, beaucoup plus épais (40 cm), argileux, à structure prismatique moyenne à grossière (A₁ et A₂), puis polyédrique moyenne assez bien développée (B₁). Cet ensemble comporte à son sommet, une couche de 4 cm d'épaisseur, argilo-sableuse à argilo-limoneuse (limons grossiers à sables très fins), à structure litée. Il est développé aux dépens de l'ensemble d'horizons à nodules.

La carapace (64 cm d'épaisseur) a un faciès plus conglomératique. Elle contient de nombreux gravillons ferrugineux de type rouge violacé.

L'horizon bigarré montre, à sa partie supérieure de nombreux nodules de formes irrégulières, à nombreuses apophyses, non cassables à la main, rouges (parfois à tache noire au centre), dont le nombre diminue en profondeur en même temps qu'apparaissent quelques plages de migmatite altérée à structure conservée.

(2) Variations par rapport à KSA 9 (les profils KSA 10 à 12).

- réduction de l'épaisseur de l'ensemble d'horizons meubles sans phase indurée continue, réduit à A₁ et A₂ (19 cm) en KSA 10 ou augmentation de leur épaisseur en KSA 12 (63 cm) au profit de A₂ et B₁, avec une structure prismatique petite (à tendance polyédrique) assez bien développée dans ce dernier.

- diminution de l'intensité du cuirassement en KSA 10 et 11 : la carapace est de type nodulaire, à ciment (rouge à taches noires plus ou moins nombreuses) plus ou moins continu selon les endroits et selon les profils. Il est plus discontinu et beaucoup plus fragile en KSA 10 (taches légèrement indurées). La carapace est toujours sous-jacente à un horizon nodulaire, comme dans la plaine conséquente.

- forte diminution de l'intensité du cuirassement en KSA 12 : disparition de la carapace au profit d'un horizon nodulaire à nombreuses taches rouges et à taches blanchâtres dont le nombre augmente en profondeur. On aboutit à la partie inférieure (155-175 cm), à un horizon blanchâtre à taches jaunes et rouille. Le profil n'a pas été approfondi au delà.

Dans la carapace et dans l'horizon nodulaire, les nodules de formes irrégulières, à cassure rouge (à tache noire au centre), sont exclusifs (KSA 10) ou mêlés à des gravillons ferrugineux (KSA 10) avec même des fragments de cuirasse à faciès conglomératique (KSA 12).

5. L'évolution du cuirassement le long du versant (fig. 60).

a. Tronçon de pente KSA 1 à KSA 8.

De KSA 8 à KSA 5, le front inférieur des carapaces est concordant avec celui des horizons bigarrés à taches durcies (de KSA 5 à 7) et à peu près concordant avec celui des horizons tachetés sous-jacents

aux horizons bigarrés (de KSA 5 à 7). Il est également concordant avec la ligne qui joint les sommets des carapaces en KSA 8 (avec une légère correction qui sera également nécessaire pour le tronçon de pente KSA 8 à 11), et qui passe au milieu de la cuirasse en KSA 7. Toutes ces lignes sont totalement discordantes avec les fronts de cuirassement dans la zone de raccord avec la plaine (KSA 2 à 4).

Ces caractères suggèrent que :

(1) les nappes qui ont engendré le cuirassement de la plaine sont également responsables de la différenciation des horizons bigarrés et tachetés aux dépens de l'arène ferrallitique.

(2) la cuirasse du profil KSA 7 appartient à un cuirassement antérieur à celui des carapaces des profils KSA 6 et 8, et qui aurait été fortement démantelé ailleurs (cf. blocs de cuirasse jonchant la surface du sol, alors qu'on a vu qu'en KSA 6, le cycle de cuirassement qui a engendré la carapace n'a pas subi de démantèlement).

(3) le cuirassement de la zone de raccord avec la plaine appartient à un cycle antérieur à celui des carapaces de cette dernière (probablement le même que celui de la cuirasse de KSA 7) : la position des blocs au-dessus d'un horizon B argileux, rouge, ferrallitique, avec lequel la limite est tranchée, suggère une origine détritique (blocs probablement basculés du sommet).

(4) la surface topographique sous laquelle s'est produit le cycle de formation des carapaces était nettement plus redressée que l'actuelle (cf. fig. 60). Il y a donc une rectification de la pente dans le sens d'un aplanissement.

b. Tronçon de pente KSA 8 à KSA 11.

De KSA 8 à 11, le front inférieur des horizons tachetés (ou front supérieur de l'arène) et celui des horizons bigarrés (quand ils existent) sont concordants avec la surface topographique (lignes KSA 11 - KSA 10 et KSA 10 - KSA 8). Il en est de même du front inférieur des carapaces (entre les profils 8 et 9, 9 et 11, le profil 10 étant sans carapace), la surface topographique étant alors la ligne KSA 11 - KSA 9. Celle-ci est également concordante avec le front supérieur de l'horizon à nodules ferrugineux de formes irrégulières de KSA 11 à 9.

Ces caractères suggèrent que :

(1) comme dans la plaine précédente, les nappes qui ont engendré les carapaces sont également responsables de la différenciation des horizons bigarrés et tachetés aux dépens de l'arène ferrallitique.

(2) le cuirassement de cette plaine s'est produit sous une surface topographique concordante à peu de chose près avec l'actuelle : ce tronçon de pente est statique par rapport au précédent.

(3) la formation de gros nodules ferrugineux de formes irrégulières relève du même cycle de cuirassement que celui des carapaces.

c. Le tronçon de pente KSA 11 - KSA 12.

La limite inférieure de l'horizon à nodules ferrugineux n'a

pas été atteinte en KSA 12. On peut dire cependant qu'il y a discordance de la pente des fronts supérieur et inférieur de cuirassement (qui plongent tous les deux) par rapport au tronçon de pente précédent, avec un épaissement de l'ensemble d'horizons meubles sans phase indurée. Ces horizons ont une morphologie plus typique de sol hydromorphe à faciès structuré (structure plus fine et mieux développée), avec une ségrégation limitée aux hydroxydes les plus mobiles (assez nombreux nodules noirs à la partie inférieure). Il s'agit, comme sur les toposéquences de Bissighin et de Basséko, d'une évolution récente postérieure au cuirassement.

L'ensemble de ces caractères suggère, soit un démantèlement des niveaux indurés en KSA 12 (attesté par les fragments de cuirasse à faciès conglomératique), soit un versant obséquent au précédent.

6. L'évolution de la phase non indurée des horizons supérieurs meubles.

De KSA 1 à KSA 8, la terre fine est le plus souvent sableuse sur les dix ou douze premiers centimètres, puis sablo-argileuse à argilo-sableuse (flanc de la butte) ou argilo-sableuse à argileuse (zone de raccord). Dans la plaine, la texture sableuse gagne un peu plus en profondeur (20 cm environ).

Par contre, sur le tronçon de pente KSA 9 à KSA 12, les sols sont argilo-sableux dès la surface, puis argileux. Les textures de surface légères sont donc propres au versant dynamique. Elles ne sont pas dues à un simple appauvrissement superficiel, incapable d'expliquer la présence d'un voile sableux au-dessus des horizons à nodules. Les caractéristiques des horizons superficiels (structure litée, texture argilo-limoneuse) indique une décantation de matériaux fins. L'évolution actuelle est celle de sols hydromorphes à pseudogley structurés, comme dans les horizons argileux de la partie aval du bassin versant de Basséko.

Dans le cas particulier du profil KSA 12, la limite inférieure de l'horizon à nodules ferrugineux n'a pas été atteinte. Cependant, de KSA 11 à KSA 12, les fronts supérieur et inférieur de cuirassement sont discordants avec ceux de la portion précédente de pente. Ils plongent par rapport à ces derniers, avec un épaissement de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles sans phase indurée. Celui-ci a une évolution typique de sol hydromorphe à faciès structuré (structure plus fine, ségrégation d'hydroxydes limitées aux plus mobiles : assez nombreux nodules noirs à la partie supérieure). Ces caractères suggèrent, soit un démantèlement des cuirasses et carapaces, soit un versant obséquent au précédent. La première hypothèse est appuyée par la présence de fragments de cuirasse à faciès conglomératique.

En résumé, la différenciation texturale des horizons supérieurs meubles relève de processus de morphogenèse comme dans le bassin versant de Basséko. Leur évolution actuelle est faible.

II. La composition chimique (analyse triacide).

L'analyse triacide a été effectuée sur les profils KSA 1 et 10.

Des horizons à nodules ferrugineux de la partie supérieure des profils à la base des arènes, on observe une altération complète en kaolinite de l'ensemble des minéraux primaires à l'exception du quartz, et, dans les horizons bigarrés ou tachetés et les arènes mésocrates, d'un peu de biotite. Il n'y a pas d'allitisation (rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de l'ordre de 2). Cette altération poussée s'observe ainsi sur une grande épaisseur, au moins 635 cm en KSA 1 et plus de 900 cm en KSA 10. On observe cependant la présence d'un filon de pegmatite feldspathique et de passées de granite leucocrate à la partie inférieure de KSA 10, de filons de pegmatite quartzreuse en KSA 6 et 7.

L'altération est donc poussée sur une profondeur plus importante que sur le bassin versant de Basséko, dans des roches à faciès mésocrates, où les injections de pegmatite sont moins fréquentes, et parfois de type feldspathique.

Comme dans le bassin versant de Basséko, on constate un enrichissement des horizons supérieurs meubles sans phase indurée en minéraux altérables (un peu de microcline et de plagioclases).

III. Les enseignements spécifiques de la toposéquence de Sakoula.

1. Les ensembles d'horizons à lithostructure conservée se distinguent de ceux du bassin versant de Basséko, par une pénétration beaucoup plus profonde du front d'altération complète des minéraux primaires autres que le quartz en kaolinite. Les niveaux de pegmatite moins fréquents, ne jouent plus le même rôle. Cela est dû soit à leur extension limitée, soit parce qu'il ne s'agit probablement pas d'un véritable métamorphisme d'injection avec une modification de la texture de la roche traversée.

2. A la partie supérieure de la toposéquence, le passage direct des horizons B rouges ferrallitiques à l'ensemble d'horizons à lithostructure conservée, montre que l'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés n'appartient pas au vieux profil ferrallitique. Il est surimposé dans ce dernier par le cycle de formation des cuirasses conglomératiques.

3. Comme dans le bassin versant de Basséko, le cycle de formation des carapaces "lavées" succède à un épisode d'entaille des cuirasses à induration forte.

Troisième Partie

INTERPRÉTATIONS GÉNÉRALES



Chapitre VIII

LE CUIRASSEMENT ET LA DYNAMIQUE ACTUELLE DES SOLS

I. Le cuirassement.

L'étude de la butte cuirassée, témoin de la topographie ancienne que constitue la série de buttes de l'interfluve Nord, montre qu'il existe deux systèmes de cuirassement :

(1) un système ancien, à cuirasses non conglomératiques, formées en milieu ferrallitique.

Les gravillons ferrugineux appartiennent à ce système. Dans ces matériaux, l'augmentation de la proportion d'hématite est associée à une meilleure cristallinité de la kaolinite dont la teneur augmente plutôt, et qui est accompagnée de traces de phyllites à trois couches du type micas et du type 14 V ou/et 14 M. Les caractéristiques cristallographiques de cette kaolinite (fortes intensités des réflexions (001) par rapport aux réflexions (hk) et (hkl), son association avec des traces de phyllites à trois couches, suggèrent qu'elle est issue de feuillets micacés (kaolinisation des ferro-magnésiens en milieu lessivant-oxydant, selon le schéma de WACKERMANN, 1975). Par ailleurs, les gravillons qui ont fait l'objet d'analyse triacide montrent des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble très proches de 2 (supérieurs à 1.9). Les oxy-hydroxydes de fer qu'ils contiennent ne comportent donc pas de substitutions alumineuses. Cela est vérifié pour la goéthite par diffraction des rayons X (absence de décalage des réflexions vers les grands angles de BRAGG).

L'ensemble de ces caractères indiquent que :

- dans les gravillons ferrugineux, la formation de l'hématite ne relève pas d'une évolution qui déstabilise la kaolinite : évolution progressive vers le sommet des profils (LEPRUN, 1979 ; SEGALIN, 1964), oxy-hydroxydes de fer plus stables que la kaolinite et le quartz (NAHON, 1976).

- les gravillons se sont formés pendant la phase initiale d'altération ferrallitique, au cours de l'hydrolyse des silicates primaires. Ce milieu lessivant-oxydant, à bonne disponibilité en ions (OH), explique leur richesse en hématite (formation d'hydroxyde-O prédestiné à évoluer en hématite, selon NALOVIC, 1974). Ce sont des lithoreliques

comme l'a établi LEPRUN (1979) pour les nodules violacés des formations qu'il a étudiées. Mais ici, l'hématite ne provient pas d'une évolution progressive vers le sommet du profil, mais des conditions initiales de genèse des hydroxydes de fer. Ce point de vue est confirmé par l'étude des hauts versants cuirassés (KALOGA, 1983, à paraître).

Les pierres de cuirasse à faciès non conglomératique sont également formées en milieu lessivant-oxydant (présence d'une quantité notable d'alumine non liée à la silice), mais à disponibilité en ions (OH) insuffisante : la formation de la goethite alumineuse relève d'une évolution ferrallitique plus longue que l'hydrolyse des silicates primaires. Ces pierres de cuirasses pourraient représenter ainsi le sommet du profil induré ferrallitique. Leurs caractéristiques minéralogiques correspondent à celles que donne GRANDIN (1975) pour les cuirasses du Niveau Intermédiaire de Côte d'Ivoire. L'étude des formations cuirassées des hauts reliefs birrimiens et des hauts versants cuirassés de la Région Centre-Sud de Haute-Volta, montre également que ces caractéristiques sont celles d'un cuirassement dont les formations indurées ont une structure conservée. Celui-ci succède aux cuirasses du Niveau bauxitique. En tant que tel, il correspond au cuirassement intermédiaire de GRANDIN en Côte d'Ivoire, de MICHEL (1969) dans les bassins des fleuves Sénégal et de la Gambie.

(2) un système plus récent, à formations indurées à faciès conglomératique, qui cimentent des produits de démantèlement du vieux profil induré ferrallitique notamment les gravillons ferrugineux. GRANDIN en Côte d'Ivoire, et MICHEL dans les bassins des fleuves Sénégal et de la Gambie, établissent également le caractère détritique des formations cuirassées qui succèdent aux "Cuirasses Intermédiaires". C'est ce que montre également l'étude des formations cuirassées des hauts reliefs birrimiens et des hauts versants cuirassés de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta (KALOGA, 1983, à paraître).

Sur la butte, on observe au moins deux épisodes de ce système de cuirassement.

Dans la plaine, on ne retrouve plus que le système à formations indurées à faciès conglomératique, que l'on appellera donc système aval, par rapport au précédent. Il s'enfonce plus profondément dans le vieux profil ferrallitique induré, et le faciès conglomératique disparaît lorsqu'il se développe dans les arènes de celui-ci.

Il est le résultat d'une accumulation absolue de fer sous l'action de nappes hydrostatiques. Aussi, son intensité est liée à la porosité des matériaux récepteurs et non à leur richesse initiale en fer. Elle est plus forte sur les matériaux dérivés de roches leucocrates sur lesquels on observe actuellement cuirasses et carapaces ferrugineuses, plus faible sur ceux qui sont dérivés de roches mésocrates. Sur ces derniers, on observe plutôt un horizon bigarré à nodules ferrugineux. C'est une lithodépendance inverse de celle que l'on signale habituellement. Elle est confirmée par les caractères géochimiques des cuirasses et carapaces. Elle indique l'importance des mouvements obliques de fer à l'échelle du paysage.

Sous les niveaux indurés, les nappes ont individualisé des horizons plus ou moins tachetés à bigarrés, aux dépens des arènes du vieux profil ferrallitique, sauf lorsque celui-ci est arrêté par les

niveaux pegmatitiques. Dans ce cas, ces derniers servent de plancher à la nappe et la surface piézométrique épouse leur configuration. Les faciès de ces horizons sous-jacents aux niveaux indurés sont très lithodépendants : le nombre et la taille des taches ferrugineuses augmentent avec la proportion des minéraux ferro-magnésiens de la roche (horizons sans ou presque sans taches à horizons bigarrés).

La physiographie des différents fronts de cuirassement le long du versant, la comparaison des deux toposéquences aval (en direction des collecteurs secondaire et principal), montrent qu'il existe au moins deux épisodes de cuirassement à l'aval et trois à l'amont. Ces cuirassements sont emboîtés et commandés par des niveaux de base différents. Ils sont séparés par des épisodes d'entaille. Le dernier de ces cycles est un carapacement sporadique, localisé sur des entailles du précédent, lorsque la présence d'une nappe hydrostatique a permis la concentration du fer. Les intenses processus de lavage qui se manifestent actuellement dans ces carapaces indiquent qu'elles ne sont pas actuelles. A la suite du dernier abaissement du niveau de base, les nappes hydrostatiques qui les ont engendrées, sont devenues des nappes en charge provoquant un entraînement mécanique des particules fines. *Le cuirassement n'est plus un processus actuel. C'est une conséquence de l'aridification du pédoclimat et de l'oxygénation plus forte des nappes par abaissement du niveau de base.* Les nappes ne sont plus capables de mobiliser et de concentrer le fer : *si le cuirassement n'est pas actuel, son démantèlement chimique ne l'est pas plus.*

L'étude des hauts versants cuirassés de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta (KALOGA, 1983, à paraître), confirme l'emboîtement de trois cycles de cuirassement post-cuirassement "Intermédiaire", et montre le caractère inactuel du processus.

Ces résultats rejoignent ceux des travaux de cartographie : "le cuirassement est paléoclimatique" (KALOGA, 1964).

En résumé, les mécanismes de cuirassement de ces régions restent ceux que d'HOORE (1954), MAIGNIEN (1958) et à leur suite MICHEL (1969), GRANDIN (1975) ont établi :

- une accumulation relative en milieu lessivant-oxydant (milieu ferrallitique) qui correspond au système amont,
- une accumulation absolue en milieu moins bien drainé (milieu ferrugineux tropical ou hydromorphe), qui correspond au système aval.

Le cuirassement étudié par LEPRUN (1979) correspond au système amont.

Les trois cycles de cuirassement à faciès conglomératique post-cuirassement "Intermédiaire", évoquent les trois surfaces topographiques post "Surface Intermédiaire" de l'étude géomorphologique.

II. Relations avec les horizons supérieurs meubles sus-jacents.

Dans un profil donné, la partie supérieure des horizons indurés montre l'altération la plus poussée : les horizons indurés sont surimposés dans le vieux profil ferrallitique et représente la partie supérieure de ce qu'il reste de celui-ci.

La physiographie des fronts des différents horizons des profils de sols indique que les matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles ont été mis en place après une troncature des niveaux indurés. Le long d'une pente donnée, leurs épaisseurs et la nature des niveaux indurés sous-jacents sont liées aux entailles obséquantes de ces derniers ou à la paléotopographie qu'ils dessinent. Les caractères de la ségrégation ferrugineuse que l'on y observe sont indépendants de la différenciation texturale. Ils ne sont pas imputables à des processus de lessivage. Ils sont hérités en ce qui concerne les nodules, et d'origine hydromorphe pour les taches (actuelle pour les horizons B₂ à quelques taches, subactuelle pour les horizons B₃ à très nombreuses taches).

La différenciation texturale de cet ensemble d'horizons supérieurs meubles relève d'un appauvrissement superficiel en éléments fins, propre au fonctionnement des glaciers de ces régions : les horizons A ont subi un tri plus ou moins important le long de la pente. Ce transit est démontré par la physiographie des fronts des différents horizons le long de la pente et par l'étude du squelette sableux aussi bien par les méthodes classiques (KALOGA, 1976) que par l'analyse factorielle des correspondances. Quant aux horizons B, ils ne montrent pas de caractère d'horizon argilique.

L'analyse des caractéristiques minéralogiques et chimiques montre, par ailleurs, que l'ensemble d'horizons supérieurs meubles est constitué d'un mélange de matériaux d'origines différentes : ces matériaux sont empruntés partiellement aux arènes et partiellement à des niveaux plus fortement altérés du vieux profil ferrallitique.

En résumé, la différenciation texturale de ces horizons ne relève pas d'un processus d'évolution de type ferrugineux tropical, à savoir dissociation du complexe kaolinite-fer, migration différentielle et accumulation de ces deux constituants.

Ces résultats confirment ceux des travaux de cartographie (KALOGA 1964, 1965, 1969a). Ils expliquent la complexité de la carte pédologique de ces régions. Les caractères des sols ne constituent pas une suite ordonnée dans le paysage. Ils sont la résultante de plusieurs phases d'évolution pédogénétique séparées par des phases d'entaille. On a des pseudoprofils de sols ferrugineux tropicaux à taches et concrétions ou cuirasse et carapace (KALOGA 1964, 1969).

Dans une classification morphogénétique comme la classification française, la place de ces sols est malaisée à définir. En effet, leur caractérisation devient essentiellement morphologique, alors que son interprétation est chargée d'une signification génétique dont les conséquences débordent le seul problème de classification (conséquences cartographiques, hydrodynamiques, géomorphologiques...). Interprétés dans les termes génétiques que doit connoter, et avec raison, la classification française (AUBERT, 1965), les caractères de différenciation de ces sols :

(1) constituent une mosaïque dans le paysage. Les lithosols sur cuirasses et carapaces, ainsi que les sols peu évolués sur matériau gravillonnaire occupent volontiers les sommets de pente. Mais ils partagent cette position avec les sols à pseudogley hérité (sols sur matériau tacheté à bigarré), et peuvent occuper, comme ces derniers, n'importe quelle position topographique. Citons à ce propos R. BOULET

(1969), lorsque, étudiant la Région Centre-Nord de Haute Volta, il parvient vers la limite Sud-Ouest avec la Région Centre-Sud : "La région de Pissila, en particulier le 1/4 Sud-Ouest de la feuille au 1/200 000, présente une hétérogénéité extrême... L'examen des profils montre que cette hétérogénéité est due à un important remblayage du glaciaire inférieur qui s'est produit à une époque récente... Les sols gravillonnaires au-dessus de cuirasse ou *de matériau d'altération kaolinique* et les sols ferrugineux lessivés forment une mosaïque de sols, et l'on ne peut les délimiter que par sondage ; les seconds cependant, restent plus fréquents aux abords des axes de drainage".

(2) aboutissent à une énorme confusion pour la distinction entre sols très évolués et sols peu évolués. Les caractéristiques des horizons ferruginisés (cuirasse, carapace, horizon bigarré à tacheté) sont les mêmes des sols squelettiques au-dessus de cuirasse, carapace, ou horizon bigarré à tacheté, aux sols peu évolués sur matériau gravillonnaire, et aux sols ferrugineux tropicaux. Celles des horizons gravillonnaires restent inchangées, que ceux-ci soient dans les sols peu évolués squelettiques, dans les sols peu évolués sur matériaux gravillonnaires, ou dans les sols ferrugineux tropicaux dits lessivés.

Ainsi, le passage des sols peu évolués aux sols ferrugineux tropicaux lessivés - qui ne devrait prêter à aucune équivoque étant donné l'impossibilité d'avoir un intergrade entre ces deux types de sols - est basé sur des caractères morphologiques mal définis qui se limitent à l'épaisseur du profil : "lorsque exceptionnellement le recouvrement meuble est épais (60-70 cm), le profil (de sols peu évolués) acquiert la succession d'horizons caractéristiques des sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions ... l'horizon le plus profond reposant en discontinuité sur la cuirasse sous-jacente. Ceci confirme la tendance évolutive des sols de cette unité vers les sols ferrugineux tropicaux" (BOULET, 1968).

Cette difficulté à différencier les sols ferrugineux tropicaux lessivés des sols peu évolués explique les tentatives faites par BOULET (1968) pour trouver d'autres critères, notamment la présence d'un horizon A₂ lessivé qui présente la porosité maximum du profil. Mais ce critère est en contradiction avec ceux du C.P.C.S. (1967) qui définit les sols ferrugineux tropicaux lessivés comme des sols à structure massive ou compacte dans l'horizon A. Toutes les descriptions indiquent en fait cette structure massive, incompatible avec une porosité interagrégats. Cette difficulté explique également que les mêmes sols soient considérés tantôt comme des sols ferrugineux tropicaux indurés, tantôt comme des sols peu évolués à faciès ferrugineux tropical ou simplement comme des sols peu évolués au-dessus de cuirasse. On atteint ainsi la confusion extrême quand la différence entre sols peu évolués et sols ferrugineux tropicaux lessivés n'est plus qu'une question d'épaisseurs des matériaux constitutifs.

III. Conséquences de l'abaissement du niveau de base.

Les conséquences de l'abaissement du niveau de base sur la dynamique de l'eau montrent que la phase pédogénétique actuelle est peu favorable à la mobilisation et à la concentration du fer telles qu'elles peuvent résulter d'une pédogenèse de type ferrugineux tropical lessivé. Les phénomènes de "lessivage" que l'on observe dans les

horizons indurés sont surimposés actuellement à leurs caractères de différenciation. Dans tous les cas, ils sont un épiphénomène de nature totalement différente de celle qui doit caractériser des sols ferrugineux tropicaux lessivés. Ils consistent en un simple entraînement mécanique des particules de sols, sans intervention de processus physico-chimiques. Il y a hiérarchisation de la mobilisation et de l'accumulation uniquement selon la taille des constituants. Ils se distinguent en cela des processus de lessivage dans les sols ferrugineux tropicaux lessivés, avec dissociation du complexe kaolinite-fer, hiérarchisation de la mobilisation et de l'accumulation selon les caractères physico-chimiques des constituants. En d'autres termes, les processus actuels de lavage sont incapables de détruire ou de construire le ciment ferrugineux des cuirasses et carapaces. Les horizons A₂ issus de ces processus ne sont pas spécifiques d'un type de sol donné. Ils signalent seulement les zones de concentration, puis de circulation des eaux. A cet égard, les zones de discontinuité texturale au-dessus des niveaux imperméables (matériau sableux sur argile verticale surtout lorsque celle-ci a un comportement physique de terre sodique) sont des sites privilégiés de ce type de processus : le phénomène aboutit alors à une morphologie de solonetz solodisés, alors que les caractères physico-chimiques des horizons sont éloignés de ceux des solonetz et des solods, tels que les définissent les auteurs russes (KALOGA, 1970a). L'étude du bassin versant de Basséko montre que l'on peut avoir cette morphologie de solonetz solodisé sur les argiles verticales sous-jacentes aux niveaux indurés.

Une autre conséquence de l'abaissement du niveau de base concerne la modification du profil hydrique du sol avec ses conséquences agronomiques et peut-être même climatiques. Dans le schéma normal de la répartition des eaux de pluie, après soustraction des parts qui reviennent au ruissellement et à l'évaporation, il reste l'eau de drainage. Cette dernière humecte le sol et l'excédent va alimenter les nappes profondes. Mais, avec l'abaissement du niveau de base, l'eau de drainage est collectée dans des zones de circulation préférentielle et restituée rapidement au réseau. Parfois même, lorsque ces zones deviennent affleurantes ou subaffleurantes, elles se transforment en eau de ruissellement. Ce phénomène contribue à augmenter l'aridité du pédoclimat et en conséquence celle de l'atmosphère. Dans la mesure où une sécheresse extrême de celle-ci peut influencer les chutes de pluie, le phénomène peut conduire à une augmentation de l'aridité du climat atmosphérique, sinon au moins à une irrégularité plus grande des pluies au début de la saison humide.

Chapitre IX

LES PROCESSUS D'ALTÉRATION

1. Les relations entre l'altération en minéraux à trois couches et l'altération kaolinique.

Aussi bien dans la plaine que sur les hauts versants cuirassés (buttes cuirassées du bassin versant de Basséko et de la toposéquence de Sakoula ; cf. également étude des formations cuirassées des hauts reliefs birrimiens et des hauts versants cuirassés de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta, KALOGA, 1983, à paraître), les matériaux d'altération sous-jacents aux niveaux indurés représentent la partie inférieure d'un profil d'altération kaolinique dont les stades ont été plus ou moins étagés, voire "dilatés", en tous cas reconnaissables en fonction des caractères de la roche mère (texture, structure, composition minéralogique) et des conditions de l'altération.

A. L'évolution des principaux minéraux.

1. Les amphiboles.

Les amphiboles évoluent en kaolinite par l'intermédiaire de la vermiculite puis des feuillets micacés de type séricite-muscovite selon le schéma de WACKERMANN (1975). C'est un processus qui peut aboutir à une accumulation de quantités importantes de vermiculite lorsque les stades d'altération ont été très étagés. A la suite de l'abaissement du niveau de base, l'aridité du pédoclimat augmente et l'évolution des altérites est limitée à des transformations ménagées qui conduisent de la vermiculite à une smectite de transformation. Dans ce schéma d'évolution, les interstratifiés remplacent les smectites en fonction de l'intensité de l'ancienne altération kaolinique. Selon PION (1979) cette accumulation de vermiculite serait réservée aux zones tropicales relativement humides, car il ne l'observe pas dans les profils d'altération de roches basiques de la zone sahélo-soudanienne de Haute-Volta. Elle serait donc héritée de l'action de climats plus humides que l'actuel.

Les modifications réticulaires permettant le passage de la vermiculite à des structures de type smectite ont été décrites par MILLOT (1964) in WACKERMANN (1975). La transformation en smectites comprend toute la gamme des interstratifiés. Elle s'accompagne d'un

gain de silice dans les tétraèdres et d'une modification de coordination de l'aluminium.

2. Les biotites.

Les biotites passent par un stade de décoloration avec forte hydroxylation et forte oxydation du fer sans expulsion notable de potassium. Elles acquièrent ainsi un faciès dioctaédrique qui se transforme ensuite en kaolinite. C'est une évolution différente de la vermiculisation et qui peut aboutir à une accumulation importante de micas dioctaédrique.

STOCH et SIKORA (1976) pensent que cette séquence d'altération - biotite → mica dioctaédrique riche en fer → mica dioctaédrique pauvre en fer → kaolinite - est propre aux milieux à fortes concentrations en ions K^+ et Al^{+3} . Ces auteurs décrivent, dans des croûtes d'altération héritées du Tertiaire, la kaolinisation de granite et de gneiss. Ils observent comme en Haute-Volta, l'accumulation de la biotite dans une zone appelée zone kaolinite-micas et dans laquelle s'accumule également le feldspath potassique. Cette zone est mieux développée sur les gneiss à biotite que sur le granite.

TSAWLASSOU (1971) décrit, dans les sols de la chaîne de Kosselili (BOCQUIER, 1971), des biotites héritées d'une ancienne altération kaolinique et qui se maintiennent jusque dans les matériaux verticaux de la zone aval. Il passe en revue et étudie le mécanisme de l'évolution de la biotite en kaolinite, et de son oxydation (travaux de ROBERT, 1970). "L'oxydation pratiquement totale intervient dès les premiers stades de l'altération alors que seulement 25 % du potassium ont été lessivés". L'augmentation brutale du fer trivalent est une étape primordiale dans la transformation d'un feuillet trioctaédrique en feuillet dioctaédrique. Cette transformation est accusée par l'augmentation de l'aluminium dans les positions octaédriques, (migration de l'aluminium tétraédrique vers la couche octaédrique). Il s'agit d'une voie différente de celle de la vermiculitisation. A partir de ce stade, l'évolution vers la montmorillonite est encore possible, par entrée du silicium dans les sites tétraédriques laissés vacants par le départ de Al^{+3} (TARDY, 1969). Mais de même que TSAWLASSOU n'a pu constater cette évolution sur la chaîne de Kosselili, je ne l'observe pas non plus en Haute-Volta : les biotites oxydées sont "fossilisées" dans l'altération actuelle, même en bas de pente en présence d'une nappe riche en silice et en bases. Le phénomène pourrait aussi signifier que la pression de silice n'est pas suffisante.

3. Les plagioclases.

Ils évoluent vers une kaolinite diffuse qui se réorganise ultérieurement en kaolinite bien cristallisée. L'évolution en kaolinite peut se faire pour une partie plus ou moins importante via la séricite avec alors dans la phase ultime une production plus ou moins importante de kaolinite dérivée de feuillets micacés.

Sur les arènes de diorite feldspathique du versant cuirassé de Imiyogou, la production de séricite est abondante, notamment à partir des gros cristaux de feldspaths. (KALOGA, 1983, à paraître).

Dans le bassin versant de Bassékô , on observe aussi parfois une intense séricitisation des plagioclases.

4. Le microcline.

Il est accumulé comme la biotite oxydée dans les arènes, notamment dans les arènes mésocrates où l'oxydation de la biotite, en libérant des ions K^+ , retarde considérablement son évolution. Ce n'est qu'à la partie supérieure des arènes les plus fortement évoluées qu'il s'altère par "plasmification" en kaolinite.

5. Conclusion.

L'ensemble de ces mécanismes met en évidence une étape de formation de phyllites à trois couches de type dioctaédrique, dans l'évolution des ferromagnésiens vers la kaolinite. Ce passage des ferromagnésiens à la kaolinite par l'intermédiaire de phyllites à trois couches a d'ailleurs été maintes fois signalé dans les altérations tropicales, en particulier par DELVIGNE (1965), NOVIKOFF et al. (1972), NOVIKOFF (1974), KOUNESTRON (1976), VERHEYE (1979), KOPPI et WILLIAMS (1980). Le phénomène existe encore mais à un bien moindre degré dans celle des plagioclases. Dans cette formation de phyllites à trois couches, les amphiboles se distinguent par une étape vermiculitique qui aboutit à une accumulation de ce minéral. Lors de la modification ultérieure du pédoclimat vers une plus grande aridité, ces vermiculites évoluent facilement vers des smectites, tandis que les biotites sont "fossilisées". Le caractère de ces smectites (essentiellement de transformation) montre que la pression de silice n'est pas assez importante pour la formation de véritables montmorillonites. Lorsque la séricite est abondante dans l'altération des plagioclases, elle peut évoluer également vers les smectites. Mais, dans la plupart des cas et sur roches granitiques ou migmatiques, la production de ces argiles sera essentiellement associée aux transformations des amphiboles.

PAQUET (1969) avait déjà signalé que la montmorillonite n'apparaît que dans les zones de départ de profils développés sur des roches mères riches en ferro-magnésiens. Elle a montré également que les montmorillonites peuvent présenter certaines affinités avec les illites dont la charge tétraédrique se situe entre 0.5 et 0.75. De fait, les études de PAQUET indiquent que pour la très grande majorité des montmorillonites dérivées de roches cristallines métamorphiques ou éruptives, le déficit de charge tétraédrique est de l'ordre de 0.40 à 0.89 et souvent supérieur à 0.5. Elle observe également que les biotites déterminées dans les fractions argileuses de certaines roches mères granitiques et gneissiques de vertisols se maintiennent en partie jusque dans les horizons superficiels sans évolution notable. Sur la chaîne de Kossélili au Tchad (BOCQUIER, 1971), TSAWLASSOU (1971) établit également que les biotites héritées de l'ancienne altération kaolinique se maintiennent jusque dans les matériaux vertiques de la zone aval.

Dans l'étude de l'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites de Côte d'Ivoire forestière, LENEUF (1959) n'a également observé la montmorillonite que dans les produits de décomposition de granites à amphiboles ou de granodiorites en milieu mal drainé,

tandis qu'elle est absente dans ceux des granites sans ferromagnésiens.

De nombreux autres auteurs, CAILLERE, HENIN et BIROT (1957), SEGALEN (1957), BONIFAS (1959), SCHELLMANN (1954), TRESCASES (1969, 1973), FAIRBAIRN et ROBERTSON (1966) ont reconnu au cours de l'altération ferrallitique une phase bisiallitique sur des roches à teneurs élevées en magnésium.

Ces processus indiquent l'existence de deux types de minéraux argileux : *les minéraux de néogénèse et les minéraux de transformation* dérivés de feuilletés micacés. Le développement des réflexions basales (qui servent au calcul des proportions de minéraux) est très différent dans ces deux types. La taille des minéraux du second type est plus grossière et la fraction argileuse ne donne qu'une image très imparfaite de leurs proportions réelles dans le complexe d'altération.

D'autre part, la caractérisation de ce dernier à partir des seules proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse se heurte aux variations importantes introduites par l'altération différentielle : les minéraux argileux sont constitués par des trains successifs de natures différentes dont le nombre augmente de la base au sommet du profil (trains successivement issus des amphiboles, des plagioclases, des feldspaths potassiques...). L'augmentation de la proportion d'un minéral argileux doit être interprétée en fonction de ces critères. Il est normal par exemple d'avoir une fraction argileuse constituée presque exclusivement de smectites lorsque seul est parti le train des amphiboles. Mais quand arrivera celui des plagioclases, on pourra passer à des proportions de smectites beaucoup plus faibles, sans qu'interviennent pour autant une notion de confinement différent.

Un autre problème d'interprétation apparaît au sujet des interstratifiés à la partie supérieure des profils. L'empreinte très fréquente de l'ancienne altération kaolinique ne permet pas de les considérer dans tous les cas comme le résultat d'une évolution actuelle du profil pédologique.

B. Signification de l'étape vermiculitique.

DELVIGNE (1965) montre qu'en milieu ferrallitique dans les séquences d'altération des plagioclases en gibbsite (plagioclases → gels → gibbsite ou plagioclases → gels → gibbsite → kaolinite), amphiboles et pyroxènes s'altèrent directement en hydroxydes de fer. Par contre, dans les séquences d'altération où les plagioclases donnent de la kaolinite (plagioclases → gels → kaolinite), les pyroxènes ont tendance à former des phyllites à trois couches du type bowlingite ou vermiculite, tandis que les amphiboles donnent encore des hydroxydes de fer. Plus au Nord, "dans le domaine ferrugineux tropical", la transformation complète des pyroxènes et amphiboles en phyllites à trois couches est généralisée. Il s'agit de l'altération différentielle qui est un phénomène connu depuis 1948 et illustré par de très nombreux auteurs. CHATELIN (1974) parle de bisiallitisations individuelles : les feldspaths forment facilement de la kaolinite, alors que la biotite ou les autres ferro-magnésiens présents sont transformés en vermiculite par une évolution bisiallitique. TARDY (1969) a insisté également sur cette altération différentielle des minéraux constitutifs d'une même roche : transformation bisiallitique de certains pendant que d'

autres donnent de la kaolinite.

En Haute-Volta, LEPRUN (1979) montre que sur la toposéquence de Gonsé, les passées d'amphibolites donnent de la montmorillonite par transformation pseudomorphique tandis que les passées micacées fournissent des nodules kaoliniques et hématitiques.

En somme, l'étape phyllite à trois couches est fonction de la richesse en cations alcalinoterreux et en fer du minéral altéré, ou, ce qui revient au même, du nombre de tétraèdres dans la maille du cristal (MILLOT, 1964). De plus, à mesure que l'agressivité du climat et que la qualité du drainage augmente, cette étape des phyllites à trois couches se réfugie dans les minéraux les plus riches en cations octaédriques.

Dans ce cas, l'action des cations bivalents est interprétée à l'échelle des microsystèmes d'altération que constitue chacun des minéraux d'une roche, dans des séquences d'altération des minéraux primaires correspondant à des accumulations relatives (TARDY et al. 1973). C'est ce que souligne cette étude. A mesure que la qualité du drainage diminue, l'étape des phyllites à trois couches devient une nécessité pour un nombre de plus en plus croissant de minéraux. Dans ces conditions il n'y a pas, d'un côté une altération monosiallitique et de l'autre côté une altération bisiallitique. La seconde est ici une étape de la première et l'altération kaolinique peut aboutir à une accumulation de phyllites à trois couches si ses stades d'altération sont très étagés. Le phénomène dépend pour une roche donnée de la nature des minéraux constitutifs et pour un minéral donné de la qualité du drainage. Indépendamment des caractéristiques du climat et de la topographie, celles de la roche mère peuvent intervenir sur la qualité du drainage et la vulnérabilité des minéraux.

Mais l'action des cations bivalents peut également être interprétée à l'échelle des macrosystèmes d'altération, les profils et les paysages. C'est ainsi que parmi d'autres, MILLOT 1964, PAQUET 1969, TARDY 1969, BOCQUIER 1971, TARDY et al. 1973, BOULET 1974, ont mis en évidence le rôle des cations dans les profils et les paysages dans des séquences d'altération correspondant à des accumulations absolues.

C. Rôle de la roche mère.

On a vu que les smectites se forment soit à la partie inférieure de profils kaoliniques où les stades d'altération ont été très étagés soit sur des roches qui ont résisté à l'ancienne altération kaolinique.

Bien que constituées d'un assemblage de minéraux, l'altérabilité des roches ne se ramène pas à la somme de celle de leurs constituants (OLLIER, 1969). Il s'agit d'un facteur multicausal qui a fait l'objet de nombreuses études, et dans lequel interfèrent, à climat et topographie constants, la composition minéralogique, les textures et structures à toutes les échelles, l'assemblage des roches dans les formations à faciès multiples... On passera rapidement à l'action de ces différents facteurs, plus spécifiquement vis-à-vis de l'altération kaolinique.

1. La composition minéralogique.

Indépendamment de la vulnérabilité des minéraux liée à l'agencement des atomes dans la structure et à la présence ou non de fer ferreux (GOLDICH, 1938 ; MILLOT, 1964 ; CAILLÈRE et HENIN, 1951 ; BASSET, 1960 ; SEGALEN, 1966 et 1973 ; ...), il faut faire intervenir également :

a. le contraste dans l'altérabilité des différents minéraux dont les plus résistants serviront de squelette et maintiendront une porosité et un manteau perméable qui assurent la percolation et la poursuite de l'altération des autres minéraux. C'est le cas du quartz (PION, 1979 ; MOHR et VAN BAREN, 1954) dans l'altération des roches cristallines acides. Cette altération "est lente, mais progressive, pénétrante ; la dégradation est sans fin" (LELONG, 1969).

b. le comportement des minéraux secondaires qui peuvent former une trame perméable et poreuse. C'est le cas des roches basiques et ultrabasiques à altération rapide, brutale, avec formation d'isaltérites à faciès "pain d'épice" (LACROIX, 1913 ; MILLOT et BONIFAS, 1955 ; BONIFAS, 1959 ; LAJOINIE et BONIFAS, 1961), ou des syénites néphéliniques avec formation d'isaltérites à faciès "pierre ponce" (MILLOT et BONIFAS, 1955). Dans le "pain d'épice", la porosité est assurée par des cloisons d'oxyhydroxydes de fer qui constituent la totalité du matériau sur les roches ultrabasiques comme les périclites. L'altération peut affecter alors de grandes ou très grandes épaisseurs (jusqu'à plus de 100 m d'après des observations de MILLOT et BONIFAS, op. cité). Mais le fer libéré, par son oxydation immédiate, peut au contraire assurer une protection de la roche contre les dégradations ultérieures (LELONG, 1969). Cela explique les épaisseurs d'altérations souvent plus faibles sur les roches basiques (HARRISSON, 1933, SEGALEN, 1957) qui sont fréquemment en relief dans les paysages tropicaux (LELONG, op. cité ; ROUGERIE, 1957). C'est cette résistance des roches basiques à la pénétration de l'altération ferrallitique qui explique aussi en partie, la grande fréquence d'une altération smectitique récente sur elles (KALOGA, 1969 b).

Dans les isaltérites à faciès "pierre ponce" des syénites néphéliniques, le squelette est gibbsitique et l'épaisseur est au maximum de quelques décimètres (MILLOT et BONIFAS, op. cité).

2. Les textures et structures à toutes échelles.

Ces deux caractéristiques règlent la porosité et la perméabilité des roches, c'est-à-dire la progression de l'eau et l'évacuation des produits d'altération.

a. Rôle de la taille des cristaux.

La désintégration croît avec le volume des cristaux tandis que l'altération chimique croît avec la somme des surfaces de contact des cristaux c'est-à-dire en sens inverse de la taille des cristaux (BIROT 1949 . ROUGERIE, 1957).

b. Rôle de la porosité en grand (roches vacuolaires ou scoriacées). Pour une même composition chimique et (presque) minérale,

un basalte bulleux en coulées prismées et une brèche volcanique, seront très altérables, alors qu'une dolérite à grain fin et à texture intersertale non tectonisée sera très résistante.

c. Rôle de la texture.

Des cristaux engrenés les uns dans les autres, avec éventuellement une dernière phase de cristallisation, le tout avec des minéraux d'altérabilités voisines donneront des roches résistantes à l'altération. C'est le cas de toutes les roches à textures engrenées, intersertales, lorsqu'elles n'ont pas été ultérieurement tectonisées (MILLOT, communication personnelle) telles :

- les roches où le quartz a cristallisé en dernier et forme un réseau cimentant les autres éléments (BIROT 1961 et 1978 ; BEAUJEU-GARNIER, 1963).

- les diabases.

- les roches métamorphiques et notamment les migmatites qui se distinguent ainsi des granites.

Par contre, les textures et les structures orientées sont au contraire très favorables à la pénétration de l'altération lorsque les pendages ne sont pas horizontaux. Mais les pendages verticaux ou subverticaux, si ils favorisent une pénétration profonde de l'altération (comme on a pu le constater dans le bassin versant de Basséko) provoquent également un étagement plus grand de ses stades parce que les solutions n'ont pas le temps d'agir assez longtemps sur les minéraux. C'est un phénomène identique qu'observent STOCH et SIKORA (1976) dans les processus de kaolinisation des granites et des gneiss dans les croûtes d'altération tertiaires de Basse Silésie (développement de la zone kaolinite-mica plus important sur gneiss que sur granite).

Les structures de déformation, les réseaux de cassures à toutes les échelles jusqu'à celle du minéral (cataclase) sont également favorables à la pénétration de l'altération.

d. Rôle de l'assemblage des roches dans les formations à faciès multiples.

L'altération d'une roche peut être affectée par ses relations structurales et topographiques avec d'autres roches. C'est ainsi qu'un faciès peut augmenter l'aridité dans le faciès sous-jacent et par conséquent diminuer la progression de l'altération dans ce dernier (OLLIER, 1969).

Dans les migmatites hétérogènes, ce type d'action s'ajoute à celle des textures engrenées. La présence d'innombrables filonnets d'aprites et de pegmatites recoupant la roche hôte en tous sens est un facteur qui, en orientant les filets d'eau, provoque également un étagement plus grand des stades de l'altération kaolinique. Ce métamorphisme d'injection peut dessiner, à l'intérieur des zones schisto-gneissiques, de véritables systèmes d'injection ramifiés en plusieurs sens ou parallèles aux lignes de plissement, et dont l'enchevêtrement des phases et des formations injectées augmente avec l'âge des terrains (BESSELES, 1977). En outre, dans les migmatites, le métamorphisme d'injection est souvent accompagné d'une assimilation des éléments de la roche traversée (remplacement plutôt qu'intrusion). Les nombreux septas qui caractérisent ces roches contribuent également à orienter

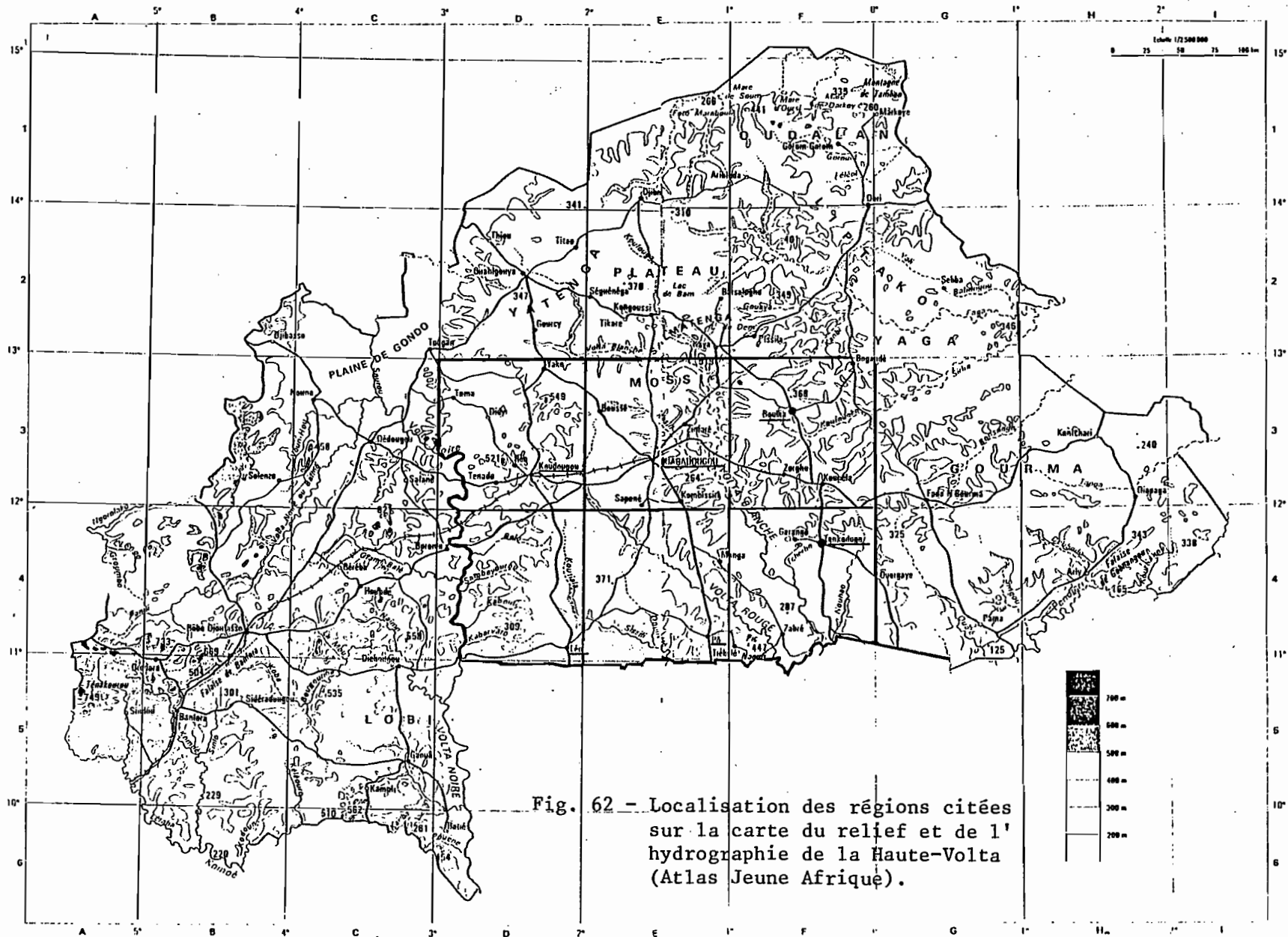


Fig. 62 - Localisation des régions citées sur la carte du relief et de l'hydrographie de la Haute-Volta (Atlas Jeune Afrique).

l'écoulement et à étager les stades de l'altération kaolinique.

Par rapport aux migmatites, les gros batholithes de mise en place profondes (granites syntectoniques éburnéens par exemple) sont beaucoup moins favorables à un tel processus à condition de ne pas avoir été tectinisés ultérieurement.

II. Application à la compréhension de la carte pédologique.

A. La région Centre-Sud de Haute-Volta.

1. Rôle de la morphogenèse.

La surface actuelle est façonnée dans les restes de surfaces plus anciennes. Elle est constituée, d'une part de plaines conséquentes à topographie héritée des niveaux précédents, d'autre part de plaines obséquantes à topographie inversée par rapport aux niveaux antérieurs.

C'est typiquement une surface polygénique dont le substratum est constitué de matériaux divers appartenant à des niveaux différents.

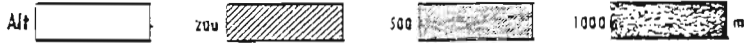
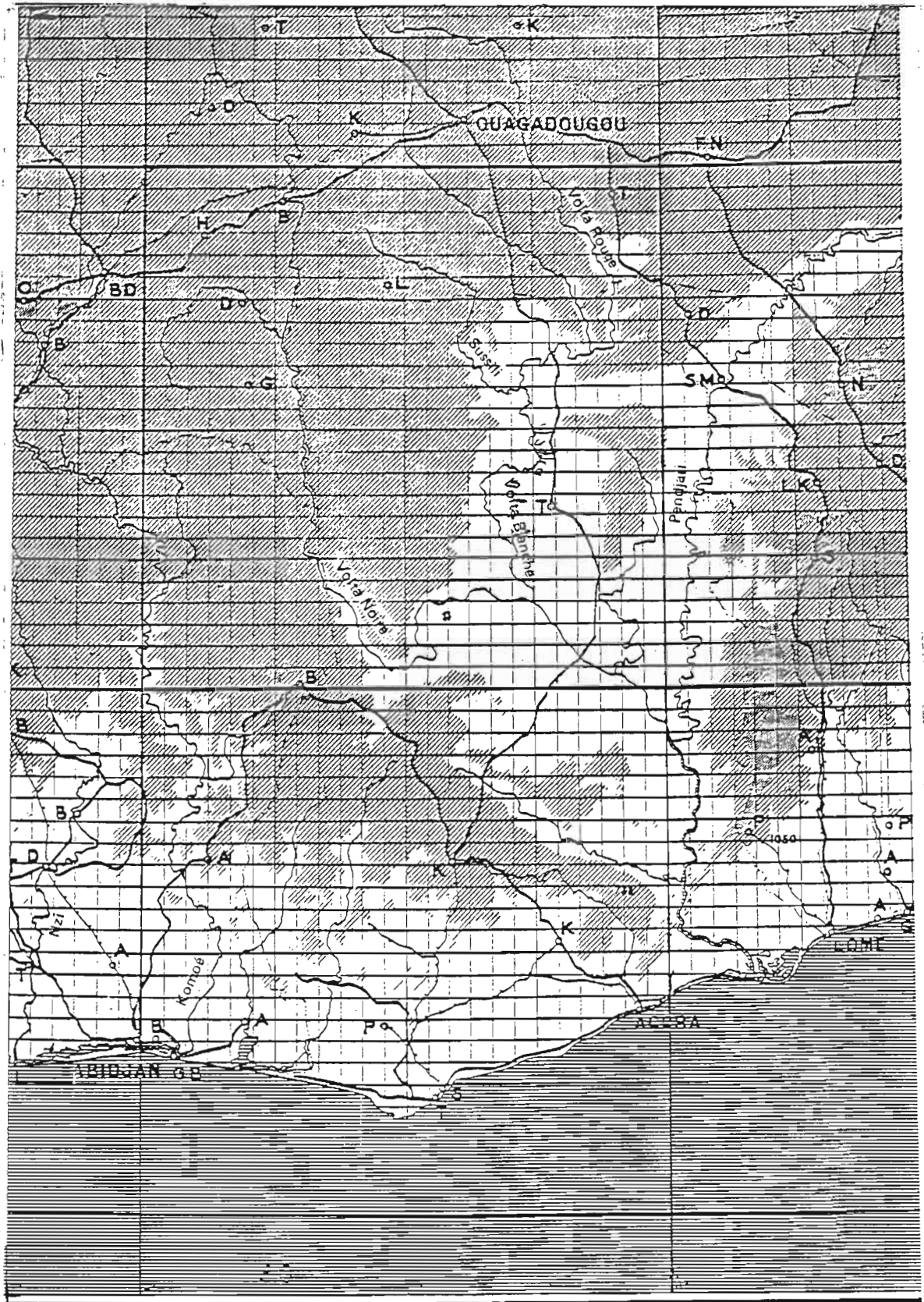
Le façonnement de cette surface a plus ou moins "déblayé" les matériaux kaoliniques anciens".

A cet égard, il y a une différence de comportement entre les bassins versants des différents cours d'eau. En dehors du coin Nord-Est drainé par des affluents du Niger, la Région Centre-Sud est drainée principalement par les Voltas Blanche et Rouge, et pour une partie moins importante par la Volta Noire (fig.62). Le Sud de la Région Est (BOULET et LEPRUN, 1968) qui prolonge, sur granites et migmatites, les formations pédologiques de la Région Centre-Sud, est drainé principalement par la Pendjari (fig.62).

L'intensité du creusement est nettement plus accusée le long de la Volta Blanche et de la Pendjari, que le long des Voltas Noire et Rouge. C'est ainsi qu'en allant de l'amont vers l'aval, l'isohypse 200 m apparaît à la latitude 10°40' sur la Volta Rouge, 9° sur la Volta Noire, et encore enserre-t-elle étroitement ces rivières jusqu'à la latitude 8°30'. Par contre, les terrains d'altitude inférieure à 200 m se développent largement vers 11°45' sur la Volta Blanche et son affluent le Nouhaho (fig.63). Sur la carte du relief de l'Afrique de l'Ouest (Atlas International de l'Ouest Africain), les terrains d'altitude inférieure à 100 m apparaissent vers 11°40' sur la Pendjari et se développent largement vers 11° sur cette rivière et la Volta Blanche.

Cette différence dans l'intensité du creusement ne peut pas être attribuée à un abaissement du niveau de base général, puisque la Volta Rouge se jette dans la Volta Blanche qui se jette elle-même dans la Volta Noire. Elle doit s'expliquer par les différences de résistance des terrains traversés. Mais les trois Voltas traversent toutes les granites ou les migmatites précambriens avant de rentrer dans le bassin sédimentaire du Voltaïen et la différence dans l'intensité du creusement commence sur le socle précambrien. Or, l'examen du schéma de répartition sur l'ensemble de la Haute-Volta, des sols à minéraux gonflants d'origine lithomorphe dans les zones soudaniennes et soudano-guinéennes, montre que ceux-ci se localisent quasi exclusivement dans les bassins

Fig.63 - Extrait de la carte altimétrique de l'Afrique de l'Ouest
(DAKAR IFAN Geo I - 1962)



versants de la Volta Blanche et de Pendjari, si l'on excepte les reliefs birrimiens.

Il apparaît donc très probable que ces matériaux imperméables et très peu résistants à l'érosion sont la cause de la différenciation observée dans l'aplanissement, grâce notamment à une avancée très rapide de la plaine obséquente. Celle-ci doit également être, en partie, imputable à l'épirogenèse résultant de la proximité de la zone mobile qui sépare le craton Ouest-africain de celui du Congo.

L'importance des relations entre morphogenèse et pédogenèse a été soulignée par tous les auteurs de la carte pédologique de la Haute-Volta au 1/500 000 (BOULET, 1968 ; BOULET et LEPRUN, 1969 ; BOULET, 1970 ; KALOGA, 1964, 1965, 1969 a, 1969 b ; LEPRUN, 1968, 1969 ; RIEFFEL et MOREAU, 1969). Ce consensus général au niveau de la carte pédologique de Haute-Volta a été consacré par un article que j'ai présenté au séminaire sur l'évaluation des ressources en sols de l'Afrique de l'Ouest (BOULET, FAUCK, KALOGA et LEPRUN, 1970).

2. Rôle de la roche-mère.

La précision de cette étude dépendra de celle des documents géologiques disponibles :

- degré carré de Tenkodogo : carte au 1/200 000 récente (TRINQUART, 1969) ;
- degré carré de Boulsa : esquisse au 1/200 000 incomplète mais récente (OUEDRAOGO, 1973) ;
- pour le reste des régions étudiées, une carte au 1/500 000 (DUCELLIER, 1963), une esquisse au 1/500 000 (SAGATZKY, 1954) et la carte au 1/1 000 000 de Haute-Volta (HOTTIN et OUEDRAOGO, 1975) l'étude de BESSOLES (1977) sur le Craton Ouest Africain.

a. A l'échelle de la Région Centre-Sud de Haute-Volta.

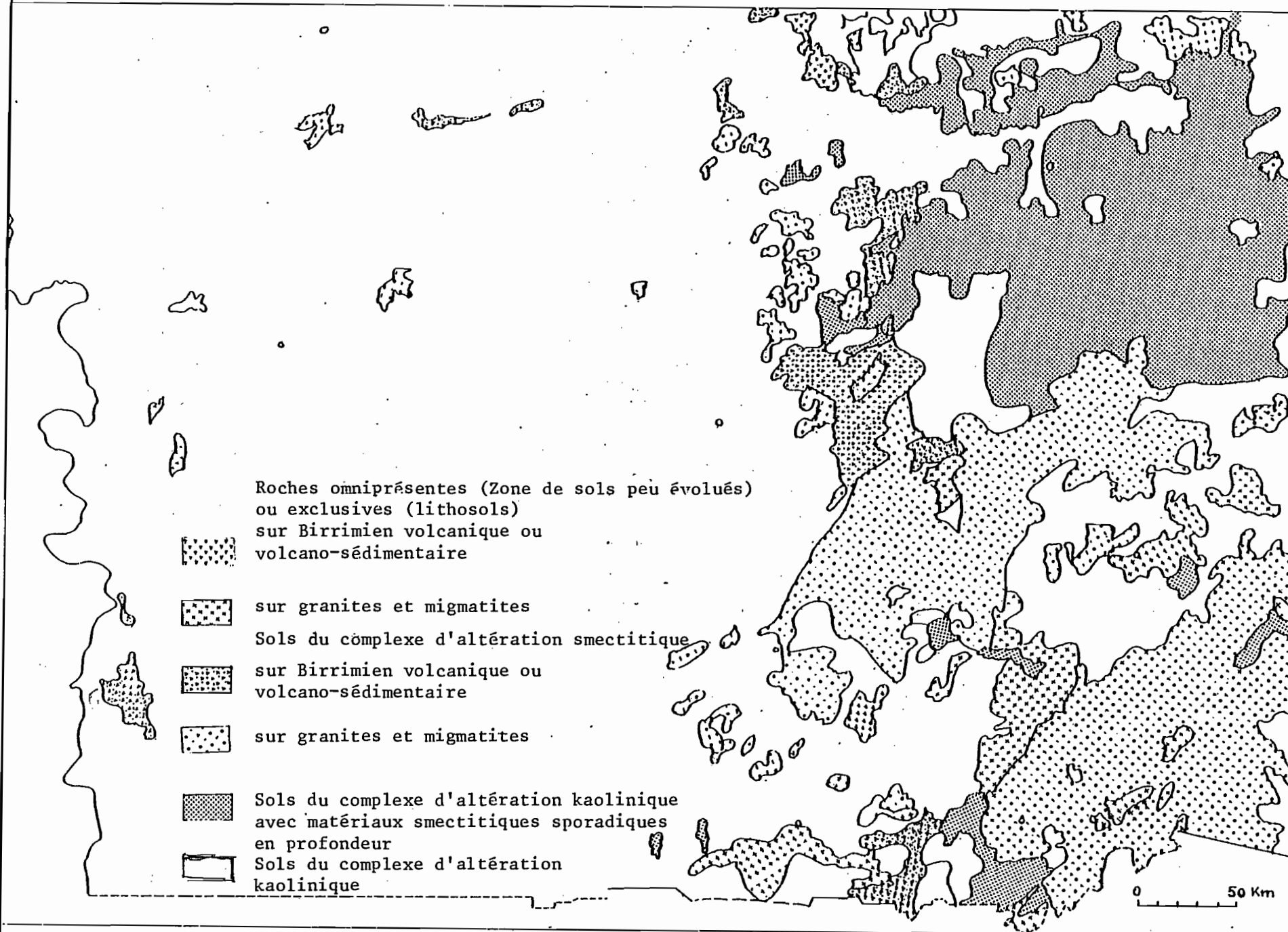
Un coup d'oeil sur la carte pédologique (fig. 64, et KALOGA, 1969 a) montre qu'en dehors du Birrimien volcano-sédimentaire, les sols du complexe d'altération montmorillonitique sont essentiellement localisés sur le degré carré de Tenkodogo. Ensuite, vient le degré carré de Boulsa. Par contre, ceux de Ouagadougou, Koudougou, Pô et Léo, c'est-à-dire toute la partie occidentale, sont caractérisés par la très grande dominance ou même la quasi exclusivité des sols kaoliniques. La figure 62 donne la localisation des régions citées.

(1) Le degré carré de Tenkodogo (0°-1° W ; 11°-12° N, fig. 64).

Il est occupé, pour près des 3/4 de sa superficie par les migmatites. Ces migmatites sont de trois sortes : les migmatites à biotite, les migmatites à biotite et amphiboles, et les migmatites leptyniques acides.

Les deux premières formations, migmatites à biotite et migmatites à biotite et amphiboles, ont une composition minéralogique de granodiorite. Les proportions de quartz, de feldspath potassique, de plagioclases (albite-oligoclase) sont sensiblement les mêmes. Les migmatites à biotite et amphibole sont associées à des niveaux amphiboliques quartzo-feldspathiques et traversées en concordance ou en discordance par les granites fins ou aplitiques et, plus rarement, par les granites

Fig. 64 - Carte pédologique schématique de la Région Centre-Sud de Haute-Volta.



syncinématiques et les pegmatites. Elles renferment de nombreux septas d'orthogneiss et de micaschistes, des massifs d'amphibolites : ortho-amphibolites à gros grains intrusifs, amphibolites à grains migmatisés (TRINQUART, 1969). Dans les migmatites à biotite, c'est le "royaume de l'hétérogénéité" dans les types pétrographiques sur le même affleurement. "C'est aussi le domaine de l'hétérogénéité en grand : les granites fins ou aplitiques, les granites grossiers leucocrates, les granites syncinématique, les granites d'anatexie et les pegmatites sont extraordinairement abondants". Les amphibolites ne sont pas rares. Les septas d'orthogneiss-micaschistes sont très fréquents.

Ces deux types de migmatites, à biotite d'une part, et à biotite et amphiboles d'autre part, sont intimement mélangées.

Le troisième type de migmatites leptyniques et acides est caractérisé par l'absence ou l'extrême rareté des pegmatites (il s'agirait d'un coeur de granitisation), l'homogénéité du grain qui n'est qu'exceptionnellement moyen ou grossier. Ce sont des roches de type artérite, constituées d'une alternance de niveaux mésocrates et de niveaux granitiques leucocrates. La biotite est le ferromagnésien commun de ces formations. La hornblende est exceptionnelle. Le matériel granitique peut devenir prépondérant.

Les complexes d'altérations se développent en association avec les faciès dominants des roches mères.

- Les sols du complexe d'altération smectitique.

Ils sont localisés sur :

. les migmatites à biotite-amphibole avec de nombreux passages d'orthoamphiboles, d'amphibolites et des injections fréquentes de pegmatites ;

. les migmatites à biotite à nombreux passages d'amphibolites, très souvent injectées de pegmatites avec faciès mésocrates assez fréquents ;

. le complexe volcano-sédimentaire constitué principalement de schistes, prasinites, quartzites à séricite, orthogneiss à composition neutre ou neutre à granitique, avec un important cortège filonien : très nombreux filons ou dykes d'andésite, basalte, dacite, multitude de filonnets de quartz.

De nombreux affleurements de roches parsèment ces sols.

Les proportions de smectites sont en fait très variables et dépendent de celles des ferro-magnésiens. C'est ainsi que dans le profil VOD 15 (route de Koulougoungou à Dapango au Togo), la roche friable ne montre que 20 % de smectites pour 70 % de kaolinite, alors que le matériau argilo-sableux à structure prismatique sus-jacent accuse 30 % de smectites et 70 % de kaolinite. Dans le profil VOD 26 (Sol halomorphe à faciès solonetzique, situé sur la même route), la migmatite à biotite friable montre 70 % de kaolinite et 30 % d'illites, le matériau argilo-sableux sus-jacent à structure colonnaire 80 % de kaolinite et 20 % d'illites.

Les zones de roches omniprésentes mais résistantes tant à l'altération kaolinitique qu'à l'altération montmorillonitique (sols peu évolués sur la roche) sont localisées sur :

- . les granites tarditectoniques, roches non orientées à grain grossier ;
- . les granites post-tectoniques à texture massive ;
- . les migmatites à biotites plus évoluées : très peu ou pas de passées d'amphibolites.

Les niveaux de cailloux de quartz sont très fréquents à la base des matériaux meubles sableux qui constituent le profil. Ceux-ci sont eux-mêmes souvent caillouteux. Ce sont les sols peu évolués sur matériau sableux à niveau grossier reposant sur granite, associés à des lithosols sur granites.

- Les sols du complexe d'altération kaolinique ancien (cuirasse, carapace, matériau tacheté ou bigarré).

Ils sont localisés sur :

- . les migmatites leptyniques acides ou leptyniques à amphiboles. Ces roches donnent également des collines à pentes fortes (lithosols).
- . les migmatites à biotite, avec roche omniprésente, lorsqu'elles sont très fortement injectées de pegmatites.

En dehors de ces zones pegmatitiques, la faible représentativité ou l'absence des niveaux caillouteux dans les matériaux montre qu'il s'agit de produits d'altération de faciès pauvre en injections de pegmatites, plus favorables par leur homogénéité et leur texture à la pénétration de l'altération kaolinique.

D'une façon générale l'ensemble de la région, y compris les zones de sols du complexe d'altération smectitique, montre l'omniprésence des matériaux hérités de l'ancienne altération kaolinique : fréquence des matériaux gravillonnaires, des blocs de cuirasses dans les zones smectitiques.

(2) Le degré carré de Boulsa (0° - 1° W ; 12° - 13° N ; fig. 64).

Il est occupé essentiellement par :

- les migmatites et granites migmatitiques. Les granites migmatitiques sont des roches hétérogènes à structure orientée. Ils ont en général une composition granodioritique. L'amphibole est souvent dominante. Les bouffées et filons pegmatitiques et aplitiques, les filonnets ou lits quartzo-feldspathiques sont abondants. On y trouve des lambeaux d'amphibolites. Ils sont recoupés par des filons de granites homogènes.

- les granites tardimigmatitiques : le granite de Koupéla est à biotite et amphibole, à orientation souvent masquée, assez homogène à l'affleurement, à structure porphyroïde. "De petites enclaves amphiboliques sont abondantes localement et des veines d'apport et passées letées apparaissent de façon estompée". Celui de Boulsa et de Lédéré est à grains plus gros et est plus migmatitique. Ils contiennent des enclaves de granites migmatitiques.

- les granites tarditectoniques : roches homogènes à biotite prédominante, parfois hololeucocrate. Ils montrent cependant quelques enclaves de migmatites et de granites migmatitiques. "Ils recoupent les enclaves et se retrouvent en filons dans les migmatites, les granites migmatitiques et les granites de type Koupéla". Ils présentent des

caractères intrusifs, mais aussi des caractères métasomatiques. Les phénomènes tectoniques sont peu développés et ils sont peu cataclasés.

- les granites et syénites alcalines en massifs circonscrits. Ce sont des roches intrusives à texture massive.

- les formations volcano-sédimentaires birrimiennes.

D'une façon générale, il s'agit de roches peu favorables à la progression de l'altération kaolinique mais également à l'altération smectitique. La carte pédologique montre une très forte extension de l'unité 41 qui occupe près des trois quarts des superficies et qui est constituée de : sols ferrugineux tropicaux remaniés sur matériau argilo-sableux parfois gravillonnaires et parfois calcaires en profondeur, associés à des sols peu évolués hydromorphes sur matériau gravillonnaire et à des sols à pseudogley structurés, sur matériau argileux. Dans cette région, "l'entaille du niveau cuirassé a assez souvent atteint la roche saine ou faiblement altérée, et les niveaux gravillonnaires reposent alors sur le granite altéré ou sur une argile vertique. C'est là l'origine du calcaire qui apparaît sporadiquement à la base des profils de sols. Ce complexe de sols comprend donc des plages de vertisols, de sols halomorphes ou de sols bruns eutrophes sur granite". (KALOGA, 1969a). On retrouve un contexte d'altération smectitique, mais le plus souvent sous-jacent à une altération kaolinique dont les matériaux n'ont pu être suffisamment déblayés. Les sols du complexe d'altération smectitique ne deviennent prépondérants que dans le Sud de la feuille, au passage sur le degré carré de Tenkodogo.

(3) Le reste de la Région Centre-Sud (fig.64).

C'est le domaine privilégié de l'extension des sols du complexe d'altération kaolinique.

- cuirasses et sols gravillonnaires sur cuirasse sur le degré carré de Koudougou et dans la partie Nord de la feuille de Ouagadougou.

- sols à pseudogley hérité sur matériau argilo-sableux bigarré associés à sols ferrugineux tropicaux remaniés (degré carré de Léo) et à lithosols sur cuirasses ferrugineuses (degrés carrés de Ouagadougou et de P6).

Ces régions sont occupées essentiellement par les granites "baoulés" ou granites syntectoniques. Ils sont attribués à l'orogénie éburnéenne, avec mise en place de granites orientés suivis de granites à caractères intrusifs de type Bondoukou (ARNOULD, 1961). Les granites syntectoniques vont de termes calco-alcalins leucocrates à biotite, peu ou pas orientés, à des termes orientés à structure planaire, monzonitiques, akéritiques ou granodioritiques à biotite, biotite-amphiboles, ou même des termes mésocrates. Certains faciès sont partiellement écrasés. D'autres contiennent des enclaves mésocrates surmicacées ou amphiboliques, en plus ou moins grande quantité, à structure de gneiss ocellé ou d'amphibolite plagioclasique. Le réseau d'aplite-pegmatite-quartz est moins développé que dans les migmatites, notamment dans les faciès granodioritiques ou à amphiboles. D'autre part, on n'observe pas de métamorphisme d'injection comme dans les migmatites. L'étude pédologique (étude de toposéquences et travaux de cartographie) confirme que le réseau filonien est bien moins développé. L'extension du matériau bigarré indique la dominance des faciès leucocrates à mésocrates ou

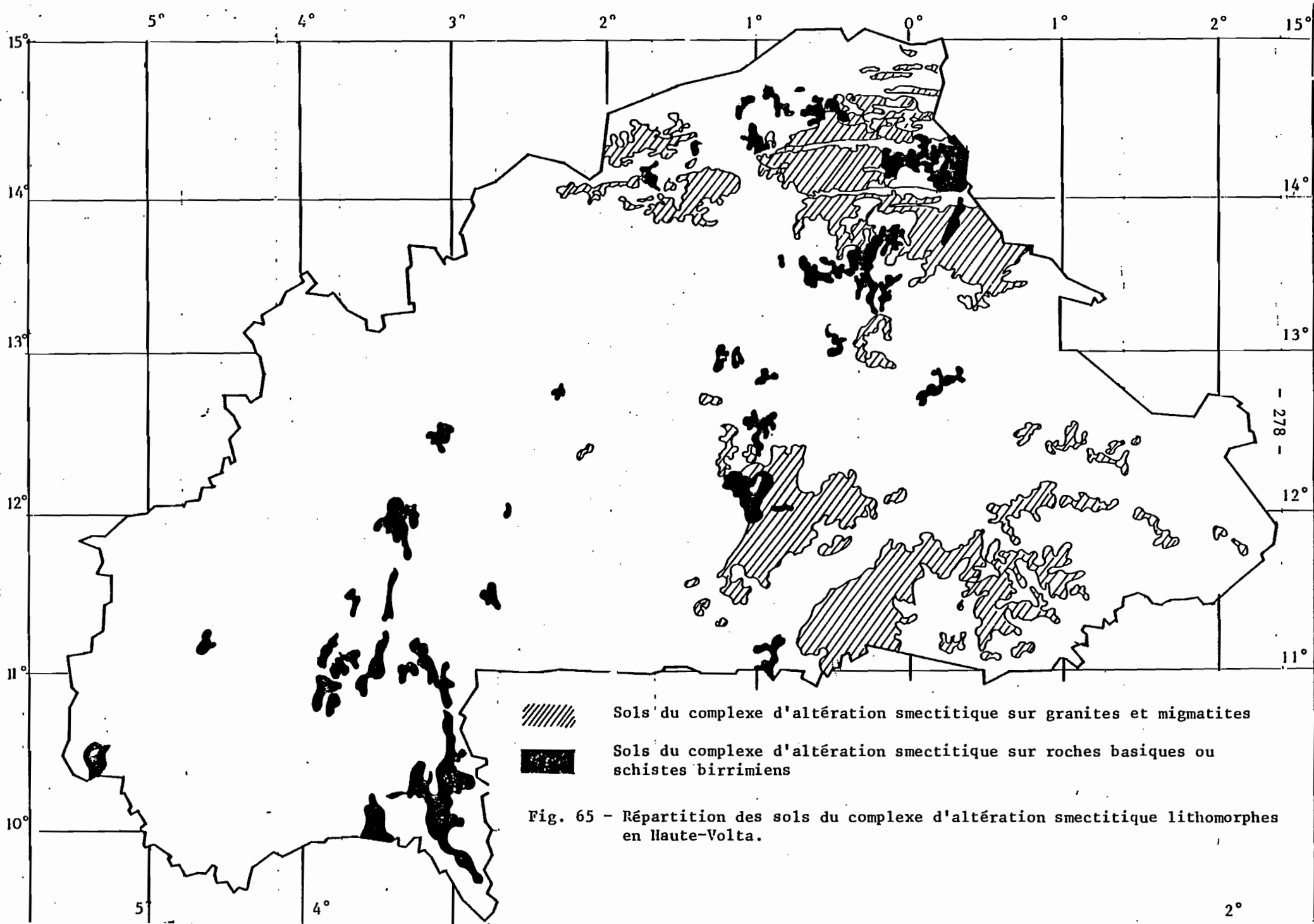


Fig. 65 - Répartition des sols du complexe d'altération smectitique lithomorphes en Haute-Volta.

ou mésocrates sur les faciès leucocrates.

Les granites post-tectoniques, mis en place après l'orogénèse éburnéenne, ne sont ni orientés ni cataclasés. Ils sont également fort peu diaclasés et ont une texture massive. Ils constituent les zones lithosoliques (lithosols sur granite).

(4) Conclusion.

La répartition des complexes d'altération à l'échelle de la région Centre-Sud reproduit celle du bassin versant de Basséko.

B. Comparaison avec les autres régions de Haute-Volta (fig.65).

A l'échelle du pays entier, si l'on exclut les formations volcano-sédimentaires du Birrimien supérieur, la répartition des sols des deux complexes d'altération est calquée sur celle de la Région Centre-Sud. Comme dans cette dernière, on distingue deux parties.

1. La partie orientale (BOULET et LEPRUN, 1969 ; LEPRUN et MOREAU 1968 ; RIEFFEL et MOREAU, 1969).

Elle est située grossièrement à l'Est du méridien 2° W. C'est la partie du craton Ouest africain qui expose les bassins birrimiens les moins profonds, formés grâce à un remaniement modéré, une fracturation limitée du socle libérien. C'est là que sont exposés un grand nombre de témoins d'âge libérien. Ils ont été moins affectés par la granitisation éburnéenne (BESSELES, 1977). Ce sont les panneaux de migmatites à amphibole et biotite-amphibole (OUDALAN, régions de Fada N'Gourma, Diapaga, Tenkodogo) avec des septas d'orthoamphiboles, d'amphibolo-pyroxénites, des metabasites et quelques lentilles d'ultrabasites, des septas gneissiques. Dans l'Oudalam, les metabasites (métadolérites, metabasaltes, tuffs amphiboliques à galets de laves basiques) à caractères volcaniques ou volcano-sédimentaires encore identifiables sont en association plus ou moins étroite avec des formations gneissiques : formations de Gouba. Celles-ci comportent une prédominance des faciès schisteux et micaschisteux à intercalations quartzitiques fréquentes. Sur le degré carré de Sebba, ce sont plutôt des gneiss à amphibole ou biotite-amphibole avec des intercalations quartzitiques (DELFOUR et JEAMBRUN, 1970).

C'est dans cette partie orientale, que sont également concentrés les sols du complexe d'altération smectitique.

Au Nord, ils atteignent leur extension maximum dans l'Oudalan :

- sur le socle cristallin formé d'un ensemble de roches magmatiques et volcanosédimentaires, plissées et métamorphisées dans la mésozone, en partie migmatisées et traversées de nombreuses venues granitiques. Ces roches déterminent le Précambrien inférieur (antébirrimien ou libérien), dont toutes les séries sont caractérisées par la migmatitisation de tous les faciès, y compris les granites (DELFOUR et JEAMBRUN, 1970).

- sur les formations du Précambrien moyen (Birrimien) dont la texture et la structure n'ont pas permis un enfoncement prononcé du front de l'altération kaolinique ancienne : quartzites et quartzites arkosiques, grauwackes, microconglomérats et conglomérats polygéniques.

Les quartzites sont toujours chargés de minéraux ferromagnésiens.

Tandis que les sols du complexe d'altération kaolinique non associés à des formations sableuses d'origine éolienne se développent essentiellement à l'Ouest du méridien 0°40' W et au Nord d'Oursi sur :

- les formations schisteuses du Précambrien moyen (Birrimien) : formation volcanosédimentaire à faciès flysch.
- les dolomites à stromatolites, les schistes argileux à intercalations calcaires, les calcaires magnésiens du précambrien supérieur.

Sur le degré carré de Fada N'Gourma, les sols du complexe d'altération smectitique, d'extension faible, se développent essentiellement sur les granites migmatitiques et sur les formations volcano-sédimentaires du Birrimien. Ici, les migmatites ne constitueraient pas à proprement parler des panneaux dans les granites, mais des zones diffuses où la granitisation n'a pas effacé la trame migmatitique ou même ectinitique (BOS, 1967). La plus grande partie de l'ensemble de ces formations géologiques, y compris les roches basiques, est couverte par les sols du complexe d'altération kaolinique. Les sols du complexe d'altération smectitique sur granites migmatitiques sont essentiellement localisés dans le Sud-Est de la feuille, sur le bassin versant de la Pendjari.

Sur le degré carré de Diapaga, les sols du complexe d'altération smectitique sont également peu abondants. Ils apparaissent de préférence sur les migmatites, alors que les roches basiques portent le plus souvent des sols du complexe d'altération kaolinique (cuirasses et sols gravillonnaires). Il s'agit de migmatites hétérogènes composées d'une trame cristallophyllienne à composition de gneiss quartzo dioritique ou granodioritique mésocrate ou d'amphibolite litée. "L'apport" au sens descriptif est constitué, soit des mêmes gneiss quartzo-dioritiques ou granodioritiques, mais leucocrates ou hololeucocrates en bandes concordantes, soit de filons plus ou moins sécants de granites à grains fins, d'aprites, de pegmatites et d'imprégnations diffuses quartzo-feldspathiques (VYAIN, 1967).

2. La partie occidentale. (LEPRUN, 1968).

Par opposition à la partie orientale, elle expose des bassins birrimiens plus profonds, "qui ont exigé pour se former, une fracturation plus importante, résultant d'une tectonique plus active. Les dorsales qui séparent les fossés birrimiens sont formés de roches à tendance granitique, liées à l'orogénie éburnéenne, qui n'ont laissé que de rares et maigres témoins identifiables de l'orogénie libérienne" (BESSOLES, 1977).

Les formations libériennes de cette partie occidentale ont été l'objet d'un métamorphisme régressif épizonal d'âge éburnéen qui se surimpose au métamorphisme originel. Il est lié à l'apparition d'une nouvelle foliation plus ou moins marquée, qui a le plus souvent effacé l'ancienne orientation. Les faciès embréchites parfois ocellés prédominent. La composition d'ensemble est granodioritique. Ces rides occidentales (massifs de Loumana, Soubakaniédougou, Mangodora, Sidéradougou, et un peu moins fortement le massif de Bouroum-Bouroum) auraient été puissamment remobilisées par l'orogénie éburnéenne.

Les granites calco-alcalins sont le résultat, soit d'une granitisation libérienne réactivée au cours de l'orogénie éburnéenne, soit d'une granitisation syntectonique précoce d'âge éburnéen.

Les massifs de granodiorites orientées sont nombreux du Nord (Ouahigouya) au Sud (jusqu'à la frontière ivoirienne). Ce sont des roches souvent mésocrates fortement planaires, bordant les unités métamorphiques éburnéennes. Elles se seraient faites aux dépens des roches libériennes, au cours d'une phase initiale du cycle éburnéen antérieure à la phase orogénique principale. Les phases ultérieures ou l'orogénie éburnéenne ont métamorphisé puis cataclasé ces granodiorites. Cette cataclase les a transformé localement en orthogneiss (PAPON, 1973, cité par BESOLES 1977). SERRE et MARCELIN (1971, cité par BESOLES 1977) observent l'écrasement, voire la mylonitisation de certains de ces massifs granodioritiques qui acquièrent ainsi une schistosité éburnéenne.

L'ensemble de ces formations est couverte par les sols du complexe d'altération kaolinique dans cette partie occidentale du pays. Par contre, dans la partie orientale le massif granodioritique de Niogotendga (faciès de granite akéritique ou de granodiorite leucocrate à hornblende) montre des roches à texture équante, massive. Il porte une association de sols des deux complexes d'altération.

Dans cette partie occidentale de la Haute-Volta, les sols du complexe d'altération smectitique sont exclusivement associés aux formations basiques ou neutres du Birrimien volcanique. Une grande part de celles-ci est cependant encore couverte par les sols du complexe d'altération kaolinique.

3. Conclusion.

Outre le rôle joué par les minéraux ferro-magnésiens, la répartition des sols des deux complexes d'altération à l'échelle du pays est liée, comme à l'échelle du bassin versant de Basséko, à la texture et à la structure des roches mères. L'intensité des manifestations de la tectonique éburnéenne joue notamment un rôle fondamental en favorisant la pénétration de l'ancienne altération kaolinique.

C. Comparaisons avec les plaines granito-gneissiques de pays voisins, le Togo et le Bénin (ex Dahomey).

Ces territoires sont situés dans la zone mobile qui sépare le craton ouest africain du craton du Congo et qui a été affectée par l'orogénie panafricaine (550 MA \pm 100 MA), avec plissement et métamorphisme (BESOLES 1977, TROMPETTE 1980). Le socle granito-gneissique a été réactivé par cette orogénie. Sur le socle de la plaine d'Accra, au Ghana, la plupart des géologues attribuent à cette réactivation la foliation des gneiss et la mise en place des massifs basiques et ultrabasiques. Au Togo et au Bénin, le premier métamorphisme générateur de la foliation des gneiss serait antérieur à l'orogénie panafricaine (AFFATON 1975 in TROMPETTE 1980).

Comme en Haute-Volta, on ne s'intéressera qu'aux sols développés sur le socle granito-gneissique. Ce dernier est essentiellement

composé de :

- gneiss de Kandi ou de l'Ofé. Ce sont des roches mélanocrates à biotite ou biotite-amphibole. Elles comportent des intercalations d'amphibolites et de leptynites. Elles peuvent renfermer des intrusions granitiques et être localement migmatisées. Les faciès à amphibole sont des roches plus compactes.

- gneiss de Kouandé ou d'Anié. Ce sont des gneiss à biotite, ou à deux micas, des gneiss à amphibole-biotite et gneiss à pyroxènes à textures massives, aux allures granitiques, avec des filonnets d'aplitites et de pegmatites.

- gneiss à pyroxènes, pyroxénites et pyroxéno-amphibolites ou groupe des roches basiques du Kabré.

- les migmatites du groupe Pira ou de Chra.

Elles sont concordantes avec les gneiss et renferment des septas de tailles variables de tous les autres groupes. Ce sont des migmatites micacées, parfois à amphibole, rarement à pyroxène, à texture oëillée ou rubannée (faciès embréchite). Elles émergent parfois en inselbergs très élevés.

- les granites syntectoniques très peu représentés au Togo, largement développés à l'Est au Bénin (AICARD 1957, POUUNET 1957, TROMPETTE 1980).

1. Le Togo (LEVEQUE 1978).

Les sols du complexe d'altération proprement dits (Vertisols, Sols Bruns eutrophes, Sols Halomorphes) n'ont qu'une extension très faible, limitée aux formations basiques. On peut cependant leur rattacher les "Sols peu évolués régosoliques" qui ont une certaine extension dans la zone Sud et dans la zone centrale (essentiellement sur les migmatites). En fait, les altérations smectitiques sont presque toujours subordonnées verticalement aux altérations kaoliniques et elles n'apparaissent que dans les horizons C des sols du complexe d'altération kaolinique (Sols ferrugineux tropicaux). A ce titre, elles montrent une très grande extension sur l'ensemble du socle granito-gneissique du Togo. La Région Sud, sur les migmatites, se distingue par la plus forte extension de ces matériaux et notamment des "Sols peu évolués régosoliques". La Région centrale, sur migmatites, gneiss d'Anié et gneiss de l'Ofé, montre encore une forte extension de ces matériaux. Par contre, leur proportion diminue nettement dans la zone Nord au profit des matériaux kaoliniques profonds. Les migmatites disparaissent dans cette zone.

Cette forte extension des altérations smectitiques s'accompagne d'une forte représentativité des nappes de "gravats de quartz" dans l'ensemble des sols qui présentent ces altérations. L'abondance de ces cailloux de quartz témoigne de celle des filons dont ils dérivent. KOERT (1910 in TROMPETTE 1980) et CHERMETTE (1949 in TROMPETTE 1980) signalent que les "gneiss" du Togo sont recoupés par des filons de quartz, divers types de granites, accompagnés de pegmatites et d'aplitites.

2. Le Bénin (DUBROEUCQ 1977, FAURE 1977, VIENNOT 1978, VOLKOFF 1976).

Dans l'ensemble, on constate une très forte diminution des altérations smectitiques toujours subordonnées verticalement aux altérations kaoliniques. En même temps, les nappes de gravats disparaissent des descriptions de profils.

C'est au Sud, sur la feuille d'Abomey (VOLKOFF 1976) et sur migmatites que les sols ferrugineux tropicaux à horizons C vertiques ont une large extension. Un peu plus au Nord, sur la feuille de Savé (DUBROEUCQ 1977), c'est encore sur migmatites que ces sols couvrent des superficies importantes. Mais ce sont les sols sur matériau kaolinique épais qui sont dominants notamment sur les granites syntectoniques.

Au Centre Ouest, la feuille de Djougou (FAURE, 1977) est composée de gneiss à biotite, biotite-amphibole, leptynite, gneiss à muscovite et deux micas, granites-syntectoniques. Les matériaux smectitiques sont rares et limités aux massifs de gneiss basiques et de roches basiques. On a essentiellement des sols sur matériau kaolinique dont les plus profonds sont sur les gneiss à biotite.

Au Centre-Est, sur la feuille de Parakou (DUBROEUCQ 1977) les migmatites occupent la partie centrale avec à l'Ouest des granites syntectoniques, et des gneiss de l'Ofé. Les migmatites sont souvent traversées par de larges filons de pegmatites. Les gneiss sont riches en amphibole et biotite. Les altérations smectitiques toujours subordonnées verticalement aux altérations kaoliniques, occupent des surfaces importantes, mais essentiellement sur les migmatites.

Au Nord, les migmatites disparaissent sur la feuille de Porga et Natitingou (Nord-Ouest). Les altérations smectitiques n'occupent que des surfaces très restreintes localisées sur les gneiss à biotite-amphibole. Au Nord-Est, la feuille de Bimbéréké (VIENNOT 1978) est composée d'une bande centrale de migmatites entre les gneiss à biotite, biotite-amphibole à l'Ouest et les granites syntectoniques à l'Est. Les altérations smectitiques couvrent des surfaces assez notables sur migmatites et sur gneiss à biotite-amphibole. Mais malgré l'hydromorphie et la nature mélanocrate de la roche mère, les teneurs en smectites telles qu'elles peuvent être appréciées par la capacité d'échange calculée des argiles (T/A de l'ordre de 25 mé % dans les horizons C sur gneiss) sont faibles sur les gneiss. Elles sont plus fortes sur migmatites (T/A de l'ordre de 45 mé %) mais les pH des horizons C (5.9) témoignent de l'action de l'ancienne altération kaolinique.

3. Conclusion.

Comme en Haute-Volta, les matériaux vertiques apparaissent sur les roches à ferromagnésiens dans des paysages fortement disséqués par l'érosion avec un réseau hydrographique dense qui indique des surfaces d'érosion et non d'accumulation. Les altérations vertiques sont plus subordonnées verticalement aux altérations kaoliniques qu'en Haute-Volta. Aussi, les sols du complexe d'altération smectitique proprement dits ont une extension beaucoup plus faible. Le phénomène est

probablement imputable à un déblaiement beaucoup plus incomplet des anciens matériaux kaoliniques. En fait, comme matériau subordonné verticalement à la kaolinite, les smectites sont omniprésentes au Togo, puisque LEVEQUE (1975) en signale en quantité abondante (60 % de la fraction argileuse) dans des horizons BC et C de sols ferrallitiques, sur plus de 7 m d'épaisseur (toposéquence de Kpadégan). Il signale également des horizons C sur amphibolites présentant un faciès "pain d'épice" sous des horizons BC vertiques de sols ferrugineux tropicaux.

Les caractéristiques de pH et de saturation des horizons C (pH eau de l'ordre de 7 à 7.3, pHKCl de 5.3 à 5.7, taux de saturation de 73 à 90 %) n'indiquent pas un milieu d'altération confiné sur des roches mésocrates ou mélanocrates.

La réduction de l'extension des altérations smectitiques sur le territoire du Bénin semble liée à des faciès de roches mères moins hétérogènes et plus favorables à la pénétration et à un étagement plus court des stades d'altération kaolinique.

D. Conclusions.

Le schéma de répartition du complexe d'altération smectitique met en évidence, indépendamment du climat, les rôles combinés de la composition minéralogique des roches mères, de leurs textures et de leurs structures à toutes les échelles dans l'étagement des stades de l'ancienne altération kaolinique, c'est-à-dire dans l'accumulation des phyllites à trois couches des stades intermédiaires, et par conséquent dans l'apparition des smectites à la partie inférieure du vieux profil ferrallitique sur roches mères contenant des ferromagnésiens.

A cet égard, les textures migmatitiques se distinguent des textures granitiques. Mais il faut probablement ajouter au rôle des textures migmatitiques, l'action épeirogénique qui affecte ces zones migmatitiques situées essentiellement dans ou en bordure de la zone mobile qui sépare le craton Ouest africain du Craton du Congo.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette étude a tenté de préciser les facteurs de différenciation des sols dans les plaines du Centre-Sud de la Haute-Volta, et d'être l'instrument d'une meilleure lecture de la carte pédologique. Sa complexité rend indispensable de faire ressortir, de la masse des observations et études à différentes échelles, les résultats essentiels acquis dans ces domaines. Ces résultats que l'on peut regrouper en trois parties sont résumés en quinze points.

L'altération : Caractéristiques du vieux manteau kaolinique et influence des héritages.

1. Les matériaux originels des sols.

Dans toutes les toposéquences étudiées, les caractéristiques des matériaux originels des sols sont commandées par celles du vieux manteau kaolinique ferrallitique (épaisseur, nature des produits résiduels et secondaires). Lorsque l'épaisseur de ce manteau ou/et les conditions morphogénétiques le permettent, les sols sont le plus souvent développés dans la partie inférieure du vieux profil ferrallitique.

2. L'altération différentielle des minéraux : étagement des stades d'altération kaolinique selon les minéraux.

Dans les arènes ferrallitiques, les ferromagnésiens s'altèrent en kaolinite (plasma cristique de macrokaolinite) par l'intermédiaire :

- de la vermiculite et de feuillet micacés de type séricite (WACKERMANN, 1975) pour les amphiboles.

- d'un faciès oxydé dioctaédrique pour la biotite. Les feldspaths sont altérés en kaolinite, directement pour le microcline et une large part des plagioclases, par l'intermédiaire de la séricite pour une faible part des plagioclases. Le quartz est peu ou pas altéré. Il y a donc pour certains minéraux (essentiellement les ferro-magnésiens), un étagement des stades d'altération kaolinique. On peut avoir une accumulation de ces phyllites à trois couches lorsque leur évolution vers la kaolinite est ralentie.

Conséquence : ces vermiculites évoluent ultérieurement en smectites et interstratifiés gonflants sous un climat moins agressif.

3. *La signification de l'étape vermiculitique.*

Chacun des minéraux de la roche constitue un microsysteme d'altération dans lequel l'étape des phyllites à trois couches est en fonction de sa richesse en alcalino-terreux et en fer. A mesure que l'agressivité du climat et la qualité du drainage augmentent, cette étape des phyllites à trois couches se réfugie dans les minéraux les plus riches en cations octaédriques. En dehors des biotites oxydées qui ont ainsi perdu l'aptitude à l'ouverture, les phyllites à trois couches résiduelles sont essentiellement limitées aux vermiculites dérivées des amphiboles.

Conséquence : les minéraux gonflants issus de l'évolution ultérieure du vieux matériau kaolinique sont essentiellement associés à l'altération des amphiboles.

4. *Le rôle des roches mères dans les caractéristiques du vieux manteau kaolinique.*

A conditions climatiques et topographiques égales, la composition minéralogique des roches mères, leurs textures et leurs structures à toutes les échelles, leurs assemblages dans les formations à faciès multiples commandent leur altérabilité et les distances d'étagement des stades d'altération.

Conséquence : sur les migmatites (et notamment les migmatites hétérogènes), l'ancienne altération kaolinique a pénétré moins profondément et/ou montre un étagement de ses stades sur de plus grandes distances que sur les granites.

La différenciation des sols, les transports et accumulations de matière.

5. *L'héritage du vieux profil ferrallitique induré.*

Ce profil a engendré des cuirasses à faciès non conglomératiques et des nodules de type gravillon ferrugineux. Les caractères minéralogiques des cuirasses (dominance de la goethite sur l'hématite, substitutions alumineuses dans la goethite) sont les mêmes que celles des "Cuirasses Intermédiaires" de Côte d'Ivoire (GRANDIN, 1975). Celles des gravillons (teneurs élevées en hématite associées à de la kaolinite abondante, bien cristallisée) indiquent que ceux-ci se sont formés pendant la phase initiale d'altération ferrallitique. Les témoins des vieilles cuirasses ne se retrouvent que sur les buttes cuirassées (hauts versants cuirassés). Par contre, les gravillons sont omniprésents et donnent un faciès conglomératique aux cuirasses qui les cimentent.

6. *L'emboîtement des niveaux indurés à faciès conglomératique.*

Le long des versants étudiés, la morphologie des fronts supérieurs et inférieurs de ces niveaux, de ceux des horizons tachetés et bigarrés, et de ceux des arènes sous-jacentes indiquent :

- un emboîtement de deux à trois épisodes de cuirassement séparés par des épisodes de démantèlement. Le dernier de ces cuirassements est

limité à une carapace sporadique localisée dans les entailles du précédent, lorsqu'une nappe hydrostatique a permis la concentration du fer.

- que les cuirassements à faciès conglomératique sont surimposés dans le vieux profil ferrallitique et n'ont pas été formés sous la surface topographique actuelle.

7. Signification des caractères géochimiques des cuirasses à faciès conglomératique. Les accumulations de fer.

Dans les toposéquences étudiées, ces cuirasses sont les résultats d'accumulations absolues de fer par des nappes hydrostatiques. L'intensité de ces accumulations augmente avec la porosité des matériaux récepteurs, et non avec la richesse en fer des roches mères de ces derniers. C'est ainsi que cette intensité est plus forte dans les matériaux issus de roches leucocrates que dans ceux issus de roches mésocrates.

8. Relations entre cuirassement et processus de lavage, signification morpho-climatique.

Les nappes hydrostatiques qui ont engendré le dernier épisode de cuirassement se sont transformées en nappes en charge, à la suite de l'actuel abaissement du niveau de base. Elles ont alors provoqué un entrainement mécanique des particules fines (lavage). Elles sont devenues en outre des nappes oxydantes incapables de mobiliser et de concentrer le fer. Dans ces conditions, le cuirassement n'est plus un processus actuel.

9. Différenciation de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles, discordance avec les horizons indurés sous-jacents.

Le long d'une pente donnée, il y a discordance entre les fronts supérieurs de ces deux ensembles d'horizons. L'épaisseur et la nature des matériaux constitutifs des horizons supérieurs meubles sont liées aux entailles obséquentes des horizons indurés sous-jacents ou (et) à la paléotopographie que dessine leur front supérieur. Cette discordance morphologique est accompagnée d'une discordance dans la composition chimique : le sommet de l'ensemble d'horizons indurés correspond à l'altération la plus poussée, c'est-à-dire au sommet de ce qui reste du vieux profil ferrallitique. Les matériaux qui constituent les horizons supérieurs meubles sont remaniés et enrichis en minéraux altérables.

10. La composition granulométrique des sables le long des profils : un indice d'altération.

Indépendamment des rôles de la texture de la roche mère et de la morphogenèse, la richesse en sables fins et le degré de finesse de ces sables augmentent avec la richesse en minéraux altérables. L'élimination de ces sables augmente avec le degré d'altération. Ainsi, le long des profils, les discontinuités morphologique et chimique qui marquent le passage des horizons indurés aux horizons supérieurs meu-

bles se traduisent par une discontinuité dans la composition granulométrique des sables.

11. *La composition granulométrique des sables le long des versants, les transports de matière.*

Dans les horizons A, la richesse en sables fins augmente d'amont en aval vers les collecteurs, et ces sables sont d'autant plus fins qu'il s'agit du collecteur vers lequel se fait l'écoulement actuel. Les horizons A ont fait l'objet d'un véritable transit le long de la pente. Leur différenciation est essentiellement morphogénétique.

12. *L'évolution pédologique de l'ensemble d'horizons supérieurs meubles.*

Elle est faible et limitée à des actions d'hydromorphie qui se traduisent par une ségrégation ferrugineuse sous forme de taches, ou/et de nodules ferromanganiques, ou/et une structuration plus ou moins fine des matériaux argileux. La concordance des fronts supérieurs de ces processus avec la surface topographique actuelle et la surface piézométrique de la nappe (quand elle existe), indiquent leur caractère actuel.

Conséquences sur la lecture et la compréhension de la carte pédologique.

13. *La complexité des facteurs de différenciation des sols.*

La différenciation des sols relève de facteurs multiples qui interfèrent entre eux et qui font intervenir, outre l'action du climat et de la topographie, l'histoire pédogénétique (héritages des épisodes successifs), les processus morphogénétiques, les textures, structures à toutes les échelles, et compositions minéralogiques des roches mères.

14. *Répartition des ensembles d'horizons indurés et d'horizons supérieurs meubles dans le profil et dans le paysage.*

La multiplicité des facteurs qui interviennent, la part prépondérante des processus morphogénétiques dans les mouvements de matière affectant l'ensemble d'horizons supérieurs meubles, font que cette répartition ne constitue pas une suite ordonnée le long des profils et le long de la pente. Il en résulte une complexité extrême des unités cartographiques lorsque les différenciations observées sont interprétées essentiellement en termes pédogénétiques. Cela explique la multiplication des cartes dites morphopédologiques dans ces régions.

15. *Répartition des complexes d'altération (kaolinique et smectitique) dans le profil et dans le paysage.*

Aussi bien à l'échelle des profils, qu'à celles des versants, de la Région ou de l'ensemble du pays, la répartition des complexes d'altération est commandée par l'action combinée du climat, de la

topographie, des processus morphogénétiques, et des facteurs qui règlent les caractéristiques de l'ancienne altération kaolinique. Ainsi, en dehors des formations volcanosédimentaires du Birrimien supérieur, les sols du complexe d'altération smectitique sont localisés principalement sur les formations à faciès multiples à amphiboles, concentrées dans la partie orientale du pays (migmatites à septas basiques, formations gneissiques diversifiées...).

BIBLIOGRAPHIE

- AFFATON (P.), 1975 - Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta. Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille, Fr., (B), n° 10, 201 p.
- AICARD (P.), 1957 - Le Précambrien du Togo et du Nord-Ouest du Dahomey. Bull. Dir. fédér. Min. Geol. Afr. Occ. fr., Dakar, n° 23, 226 p.
- ARNOUD (M.), 1961 - Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. Thèse Clermont-Ferrand, 1960. Mém. B.R.G.M. Fr., n° 3, 174 p.
- Atlas de la Haute-Volta. Edit. Jeune Afrique, Paris, 1975.
- Atlas International de l'Ouest Africain. Mâcon, Impr. Protat Frères, 1968.
- AUBERT (G.), 1965 - La classification pédologique utilisée en France. Pédol. Symp. intern. class. des Sols, pp. 25-56. Gand, 1965.
- BASSETT (W.A.), 1960 - Role of hydroxyl orientation in mica alteration. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, pp. 449-456.
- BENZECRI (J.P.), 1973 - L'analyse des données. Tome 2, l'analyse des correspondances. DUNOD Edit.
- ESSOLES (B.), 1977 - Géologie de l'Afrique. Le Craton Ouest africain. Mém. B.R.G.M., Fr., n° 88, 403 p.
- BIROT (P.), 1949 - Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Inst. para a alta cultura, pp. 105-141.
- BIROT (P.), 1961 - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Centre de Docum. Univ. Paris, 231 p.
- BIROT (P.), 1978 - Sur divers reliefs résiduels d'Afrique et de Ceyland. Bull. Ass. Géogr. Fr., 55, pp. 450-451.
- BOCQUIER (G.), 1971 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. O.R.S.T.O.M., 62, 1973, 350 p.
- BONIFAS (M.), 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 17, 159 p.

- BOS (P.), 1967 - Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 (Feuille de Fada N'Gourma). Edit. B.R.G.M., Paris, 40 p.
- BOULET (R.), 1968 - Etude pédologique de la Haute-Volta Région Centre-Nord. O.R.S.T.O.M., Dakar, 351 multigr.
- BOULET (R.), LEPRUN (J.C.), 1969 - Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Est. O.R.S.T.O.M., Dakar. 331 p. multigr.
- BOULET (R.), FAUCK (R.), KALOGA (B.), LEPRUN (J.C.), 1969 - Etude pédologique de la Haute-Volta. Rapport de synthèse. O.R.S.T.O.M., Dakar, 30 p. multigr.
- BOULET (R.), FAUCK (R.), KALOGA (B.), LEPRUN (J.C.), 1970 - La pédogenèse et la morphogenèse en relation avec la cartographie des sols. The evaluation of soil resources in West Africa. Regional Seminar, Kumasi, Ghana, 14/19 Déc. 1970. F.A.O., Rome, 1971, World Soil Resources Reports, n° 40, pp. 74-84.
- BOULET (R.), 1970 - La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol. 8, 3, pp. 245-271.
- BOULET (R.), 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. O.R.S.T.O.M., n° 85, 1978, 272 p.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.), 1951 - Etude de l'altération de quelques roches de Guyane. Ann. Agron., pp. 414-424.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.), BIROT (P.), 1957 - Sur la formation transitoire de montmorillonite dans certaines altérations latéritiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 244, 6, pp. 788-791.
- C.P.C.S., Commission de Pédologie et de Cartographie des sols, 1967 - Classification des sols, édit. 1967.
- CHATELIN (Y.), 1974 - Les sols ferrallitiques. Tome III. L'altération. O.R.S.T.O.M. Init. doc. techn., 22, 281 p.
- CHERMETTE (A.), 1949 - L'or au Togo. Bull. Dir. Féd. Mines A.O.F., Dakar, n° 11, pp. 33-45.
- COLLIER (D.), 1961 - Mise au point sur les processus d'altération des granites en pays tempéré. Ann. Agron. 12, pp. 273-331.
- DELFOUR (J.), JEAMBRUN (M.), 1970 - Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 (Oudalan). Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 56 p.
- DELVIGNE (J.), 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, DUNOD Ed. Paris, n° 13, 177 p.
- D'HOORE (J.), 1954 - L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. Publ. INEAC, n° 62, 132 p.
- DUBROEUCQ (D.), 1977 - Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000. Feuille de Parakou. O.R.S.T.O.M., Paris, Notice explicative n° 66 (5), 38 p.

- Feuille de Savé. O.R.S.T.O.M., Paris, Notice explicative n° 66 (3) 46 p.
- DUCELLIER (J.), 1963 - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. Mém. B.R.G.M., 10, 1963, 319 p.
- FAIRBAIRN (P.E.), ROBERTSON (R.H.), 1966 - Stages in tropical weathering of kimberlite. Clay Min., 6, 4, pp. 351-370.
- FAURE (P.), 1977 - Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000. Feuille de Djougou. ORSTOM, Paris, Notice explicative n° 66 (4), 51 p.
- FLEURANCE (A.), NICOLAS (J.), 1964 - Observations sur le degré de cristallinité des fire-clays des régions de Provins et des Charentes. C.R. Acad. Sci., Paris, 258, pp. 963-966.
- GAVAUD (M.), 1975 - Sols et pédogenèse au Niger Méridional. O.R.S.T.O.M., Paris, 4 vol. multigr. 1252 p.
- GOLDICH (S.S.), 1938 - A study in rock weathering. J. Geol., 46, pp. 17-58.
- GRANDIN (G.), 1975 - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions de l'Afrique de l'Ouest. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. ORSTOM.
- HARRISSON (Sir J.B.), 1933 - (réimprimé 1954). The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imp. Bur. Soil Sc. Harpenden G.B.
- HASHIMOTO (I.), JACKSON (M.L.), 1960 - Rapid dissolution of allophane and kaolinite halloysite after deshydratation. Clays and Clay Miner., 7, pp. 102-113.
- HOTTIN (G.), OUEDRAOGO (F.), 1975 - Notice explicative de la Carte géologique à 1/1 000 000 de la République de Haute-Volta. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 58 p.
- KALOGA (B.), 1964 - Reconnaissance pédologique des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge. I. Etudes pédologiques. ORSTOM, Centre de Dakar-Hann, 133 p. multigr.
- KALOGA (B.), 1965 - Sols et pédogenèse dans les bassins versants des Voltas Blanche et Rouge (cours moyens). ORSTOM, Centre de Dakar-Hann, 362 p. multigr.
- KALOGA (B.), 1966 a - Etude pédologique des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. 1ère partie : Le milieu naturel. ORSTOM, sér. Pédol., 4, 1, pp. 23-61.
- KALOGA (B.), 1966 b - Etude pédologique des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. 2ème partie : Les Vertisols. ORSTOM, sér. Pédol., 4, 3, pp. 29-61.
- KALOGA (B.), 1966 c - Notice explicative de la carte pédologique du Sénégal au 1/200 000. Feuille de Dalafi. ORSTOM, Centre de Dakar-Hann, 203 p. multigr.
- KALOGA (B.), 1969 a - Etude pédologique de la Haute-Volta, région Centre-Sud. ORSTOM, Centre Dakar-Hann, 247 p. multigr.

- KALOGA (B.), 1969 b - Etude de la pédogenèse sur les glacis soudaniens de Haute-Volta. Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Ouest Afric. Dakar, n° 22, pp. 19-23.
- KALOGA (B.), 1970 a - Etude pédologique des bassins versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. 3ème partie : Les Sols associés aux Vertisols : Sols Bruns eutrophes et Sols halomorphes. Chapitre I. Sols Bruns eutrophes. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. 8, 1, pp. 3-81. Chapitre II. Les Sols halomorphes. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 8, 2, pp. 77-109.
- KALOGA (B.), 1970 b - L'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à climat soudanien d'Afrique occidentale. Communication présentée à la Réunion conjointe des Commissions V et VI de l'Association Internationale de la Science des Sols sur les Pseudogleys et Gleys. Genèse et utilisation des Sols hydromorphes. Stuttgart, 6-13 Septembre 1971.
- KALOGA (B.) et THOMANN (Ch.), 1971 - La physico-chimie du complexe absorbant dans les Sols Bruns eutrophes. Les relations avec leur différenciation morphologique et leur classification. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol. IX, n° 4, pp. 461-508.
- KALOGA (B.), 1972 - Premiers résultats d'une étude morphologique et dynamique détaillée des sols cuirassés du Centre-Sud de la Haute-Volta : les horizons ferruginisés et les horizons d'altération sous-jacents. ORSTOM, Comité Technique de Pédologie. Bull. Liaison Thème B, n° 3, Oct. 1972, pp. 29-44.
- KALOGA (B.), 1976 - Contribution à l'étude du cuirassement : relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 14, 4, pp. 299-319.
- KALOGA (B.), 1977 - Contribution de l'étude de la composition granulométrique des sables à la connaissance des mouvements de matière dans les sols ferrugineux du Centre-Sud de la Haute-Volta. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 15, 2, pp. 217-238.
- KALOGA (B.), 1983 - Esquisse d'une histoire pédogénétique de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta. Etude des points hauts du relief. (à paraître)
- KARPOFF (A.M.), 1975 - Les cuirasses ferrugineuses du Dôme de N'Dias (Sénégal). Toposéquence du Cap Rouge. Rapp. ét. C.N.R.S., multigr. Centre Sédim. Géoch. Surf. Strasbourg.
- KOERT (W.), 1910 - Geologische karte von Togo mit Begleitworten. In H. Mayer : Das deutsche kolonialreich, Leipzig und Vienna, 2, p. 128.
- KOPPI (A.J.), WILLIAMS (D.J.), 1980 - Weathering and development of two contrasting soils formed from granodiorite in South East Queensland. Austr. J. Soil Res., 18, pp. 257-271.
- KOUNESTRON (O.K.), 1976 - Altération des roches basiques du Mont Agou au Togo. Evolutions minéralogiques et géochimiques. Etude des minéraux secondaires au microscope électronique à balayage. Thèse 3ème cycle, Paris VI, multigr. 130 p.

- LACROIX (A.), 1913 - Les latérites de Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Niles Arch. Mus. Hist. Nat., 5, pp. 255-358.
- LAFOND (R.), 1965 - Cycle cristallographique de la kaolinite au cours des phénomènes superficiels en zone intertropicale. C.R. Acad. Sci. Paris, 260, pp. 5320-5332.
- LAJOINIE (J.P.), BONIFAS (M.), 1961 - Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2, pp. 1-34.
- LELONG (F.), 1969 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). Sciences de la Terre, Mém. n° 14, 188 p.
- LENEUF (N.), 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des grano-diorites en Côte d'Ivoire Forestière, et les sols qui en sont dérivés. Thèse Fac. Sc. Paris, ORSTOM, 212 p.
- LEPRUN (J.C.), 1968 - Etude pédologique de la Haute-Volta, Région Ouest-Nord. ORSTOM, Centre de Dakar-Hann, 341 p. ronéo, 1 carte au 1/500 000.
- LEPRUN (J.C.), 1969 - Evolution géomorphologique de la vallée du Sourou et des bordures voltaïques. Trav. Et. et Rech. Mait. Géographie, Fac. Lettres Dakar, 49 p., 2 cartes, 7 planches.
- LEPRUN (J.C.), 1972 - Cuirasses ferrugineuses authchtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. C.R. Acad. Sci. Paris, 275, D, pp. 1207-1210.
- LEPRUN (J.C.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse. Transformations. Dégradation. Thèse Sc. Strasbourg, Fr., 221 p.
- LEVEQUE (A.), 1975 - Pédogenèse sur le socle granitogneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Sci. Strasbourg, 301 p. multigr.
- LEVEQUE (A.), 1979 - Carte pédologique du Togo à 1/200 000. Socle granito-gneissique limité à l'Ouest et au Nord par les Monts Togo. Notice explicative n° 82, ORSTOM, Paris.
- MAIGNIEN (R.), 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée. Mém. Sér. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 16, 240 p.
- MAIGNIEN (R.), 1968 - Les sols ferrugineux tropicaux. Unités pédogénétiques. ORSTOM, Paris, 34 p. multigr.
- MARCELIN (J.), SERRE (J.C.), 1971 - Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 Banfora Sindou Mangodara. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 35 p.
- MICHEL (P.), 1959 - L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Les rapports avec la prospection minière. Rev. Géom. Dyn., mai-déc., n° 5-6 à 11-12, pp. 117-143.
- MICHEL (P.), 1969 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse Lettres Strasbourg et Mém. ORSTOM, Paris 1973, 63, (3 tomes), 752 p.

- MILLOT (G.), BONIFAS (M.), 1955 - Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. Bull. sér. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 8, pp. 3-10.
- MILLOT (G.), 1964 - La géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MOHR (E.C.J.), VAN BAREN (F.A.), 1954 - Tropical soils. Inter-science Publishers, 498 p.
- NALOVIC (L.), 1974 - Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Thèse Sci. Paris et Travaux et Doc. ORSTOM, Paris 1977, 66, 235 p.
- NJOPWOUO (D.), 1975 - Contribution à l'étude du comportement des minéraux primaires du sol à l'attaque triacide, 1ère partie : les minéraux "purs". Rapport D.E.A. Fac. Sci. Toulouse.
- NORRISH (K.), TAYLOR (R.M.), 1961 - The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. J. Soil Sci., 12, 2, pp. 294-306.
- NOVIKOFF (A.), TSAWLASSOU (G.), GAC (J.Y.), BOURGEAT (F.), TARDY (Y.), 1972 - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. Sci. Géol. Bull., 25, pp. 287-305.
- NOVIKOFF (A.), 1974 - L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Sci. Strasbourg, multigr., 298 p.
- OLLIER (C.D.), 1969 - Weathering. Oliver and Boyd, Edinburgh, 304 p.
- OUEDRAOGO (F.), 1973 - Note sur l'état d'avancement du lever de la carte géologique de Boulsa. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 18 p. multigr.
- PAPON (A.), 1973 - Géologie et Minéralisations du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Mém. B.R.G.M., Fr., n° 80, 284 p.
- PAQUET (H.), 1969 - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 1970, 30, 210 p.
- PION (J.C.), 1979 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences de Haute-Volta. Thèse Sci. Strasbourg. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.
- POUGNET (R.), 1957 - Le Précambrien du Dahomey. Bull. Dir. Fédér. Min. Géol. Afr. occ. fr., Dakar, n° 22, 186 p.
- PIEYNS (S.), KLEIN (J.C.), 1964 - Etude hydrologique de bassins versants de la région de Ouagadougou. Campagne 1962. ORSTOM, Paris, 1964, 2 vol. multigr. 160 p.

- RIEFFEL (J.M.), MOREAU (R.), 1969 - Etude pédologique de la Haute-Volta, Région Ouest-Sud. ORSTOM, Centre de Dakar, 221 p. ronéo.
- ROBERT (M.), 1971 - Etudes expérimentales de l'évolution des micas (biotites). Ann. Agron., 22, 1, pp. 43-93 et 2, pp. 155-181.
- ROBERT (M.), 1975 - Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Problèmes particuliers posés par les minéraux argileux les plus fréquents dans les sols des régions tempérées. Ann. Agron., 26 (4), pp. 363-399.
- RODE (A.A.), 1964 - Podzolisation and lessivage. Sov. Soil Sci., 7, pp. 660-671.
- ROUGERIE (G.), 1960 - Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. Mém. I.F.A.N. Dakar, n° 58, 542 p.
- ROUX (C.), ROUX (M.), 1975 - Programme steak, pour rendre homogène un tableau de données quelconques et en faire l'analyse factorielle des correspondances. Laboratoire de Statistique, Univ. PARIS VI, 46 p. ronéo.
- SAGATZKY (J.), 1954 - La géologie et les ressources minières de la Haute-Volta méridionale. Thèse Nancy, 1950, Bull. Dir. Féd. Mines Géol., Dakar, n° 13, 224 p.
- SHELLMANN (W. Von), 1964 - Zur lateritischen verwitterung von serpentinit. Geol. Jb Dtsch., 81, pp. 645-678.
- SCHWERTMANN (U.), 1971 - Transformation of hematite to goethite in soils. Nature, London, 232, pp. 624-625.
- SEGALEN (P.), 1957 - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Mém. Inst. Rech. Sci. Madag. D, VIII, pp. 1-181.
- SEGALEN (P.), 1964 - Le fer dans les sols. O.R.S.T.O.M., Sér. Init. Doc. Tech., n° 4, 150 p.
- SEGALEN (P.), 1966 - Altération des minéraux primaires, synthèse des minéraux secondaires au cours de la ferrallitisation. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., 4, 4, pp. 5-13.
- SEGALEN (P.), 1973 - L'aluminium dans les sols. O.R.S.T.O.M., Sér. Init. Doc. Tech., n° 21, 283 p.
- STOCH (L.) et SIKORA (W.), 1976 - Transformations of micas in the process of kaolinitization of granites and gneisses. Clay and Clay Minerals, 24, pp. 156-162.
- TABET (N.), 1973 - Programme de traitement des données par les méthodes d'analyses factorielles des correspondances. L.M.S.

- TARDY (Y.), 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse, Fac. Sci. Strasbourg, miméo, 274 p.
- TARDY (Y.), BOCQUIER (G.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1973 - Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topographie. Geoderma, 10, pp. 271-284.
- TRESCAZES (J.J.), 1969 - Premières observations sur l'altération des péroditites de Nouvelle-Calédonie. Pédologie. Géochimie. Géomorphologie. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 1, 1, pp. 27-57.
- TRESCAZES (J.J.), 1973 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale et la formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Calédonie. Thèse Fac. Sci. Strasbourg, 350 p. multigr.
- TROMPETTE (R.), 1980 - La Chaîne panafricaine des Dahomeyides et le Bassin des Voltas (bordure Sud-Est du craton Ouest-africain), in Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine "zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise", Mém. B.R.G.M., Fr., n° 92, 396 p.
- TRINQUART (R.), 1971 - Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 Tenkodogo. Dir. Géol. Min. Haute-Volta, 37 p.
- TSAWLASSOU (G.), 1971 - Géochimie de l'altération des roches granitiques et gneissiques en pays tropical. Evolution des biotites et des feldspaths. Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Strasbourg, 68 p. multigr.
- VERHEYE (W.), 1979 - Le profil d'altération pédologique sur granodiorites en Côte d'Ivoire Centrale. Rev. Géomorph. Dyn., 28, pp. 49-60.
- VIENNOT (M.), 1978 - Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000. Feuille de Bimbéréké. O.R.S.T.O.M., Paris, Notice explicative n° 66 (7).
- VOLKOFF (B.), 1976 - Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000. Feuille d'Abomey. ORSTOM, Paris, Notice explicative n° 66 (2), 40 p.
- VOGT (J.), 1959 - Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. Ann. Géogr., 367, pp. 193-206.
- VOGT (J.), 1968 - Etude de l'alluvionnement en Haute-Volta. Rapp. inéd. B.R.G.M. 68 ABI 012 BOB. Arch. Dir. Géol. Mines Haute-Volta.
- VYAIN (R.), 1967 - Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 (feuille Diapaga-Kirtachi). Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 39 p.
- WACKERMANN (J.M.), 1975 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal Oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci., Strasbourg, 373 p.

LISTE DES FIGURES

	Pages
1. Localisation des zones d'étude en Haute-Volta...	9
2. Isohyètes moyennes annuelles de Haute-Volta.....	11
3. Quelques caractéristiques du climat des régions étudiées	10
4. Carte géologique de la Haute-Volta	12
5. Morphologie des buttes cuirassées dans les régions birrimiennes	
5 a.	16
5 b.	17
6. Tête de versant moulée par les cuirasses ferrugineuses près du village de Imiyougou (haut versant cuirassé de Imiyougou).....	18
7. Localisation des cuirasses dans un petit bassin versant de la région de Baouïga	18
8. Localisation du bassin versant de Ouagadougou I (ou bassin versant de Basséko) dans la région de Ouagadougou et sur la carte géologique (DUCELLIER, 1963)	24
9. Localisation des points d'étude dans le bassin versant de Basséko	28
10. Profils en long des toposéquences principales dans le bassin versant de Basséko	29
11. Toposéquence de Yerma : Zone I à V	30
12. Profil en long de la ligne de buttes cuirassées de l'interfluve Nord du bassin versant de Basséko.	31
13. Relation titane-fer dans le profil KY 20	35

	Pages
14. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY 1	40
15. Diffractogrammes de rayons X des fractions granulométriques grossières du profil KY 1.	42
16. Diffractogrammes de rayons X de micas du profil KY 1, isolés à l'éluutriomètre.....	44
17. Diagrammes d'analyse thermique différentielle d'échantillons du profil KY 1 (micas et pierres de cuirasse).....	45
18. Relation titane-fer dans le profil KY 1.....	51
19. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY 3 (diagrammes de poudre)	60
20. Diffractogrammes de rayons X des fractions limons fins du profil KY 3	62
21. Diffractogrammes de rayons X des fractions sables fins du profil KY 3	63
22. Spectre d'absorption infra-rouge de biotites du profil KY 3	66
23. Diagramme d'analyse thermique différentielle de biotites du profil KY 3	66
24. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY 3 (agrégats orientés).	73
25. Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses du profil KY 3, saturées par K ⁺ ...	75
26. Relation titane-fer dans le profil KY 3.....	79
27. Variation du pH et du taux de saturation en fonction de la profondeur dans les profils KY 1 à KY 16	80
28. Représentation schématique des variations morphologiques dans les fosses pédologiques KY 10, 10 c, 11, 16 et 16 b.....	84
29. Représentation schématique des variations morphologiques dans les fosses pédologiques KY 11 et 10	86
30. Relation des horizons B ₃ et B' ₃ avec la surface topographique de KY 10 à KY 16 b.....	89
31. Relation entre les différents niveaux indurés et les matériaux sous-jacents.....	97
32. Toposéquence de Nobéré	102
33. Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de terre totale du profil KY 22	106
34. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil KY 25	108

	Pages
35. Profil KY 25. Cristallinité de la kaolinite des fractions argileuses	109
36. Diffractogrammes de rayons X des fractions limons fins du profil KY 25	109
37. Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses du profil KY 25 (agrégats orientés et échantillons saturés par K ⁺).....	112
38. Aptitude à l'ouverture de micas du profil KY 25 par traitement au MgCl ₂	114
39. Relation titane-fer dans les profils KY 22, 23 et 25	118
40. Toposéquence de Yerma : Zone VI	128
41. Toposéquence de Bissighin, KY 37 à BK 7.....	130
42. Diffractogrammes de rayons X du profil KY 42 (terre totale)	135
43. Toposéquence de Bissighin, versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin. Evolution du cuirassement le long de la pente	142
44. Toposéquence n° 2 de Bissighin	145
45. Profil BK 44	147
46. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses et limons fins du profil BK 6.....	158
47. Diffractogrammes de rayons X de terre totale du profil BK 13 (partie supérieure).....	160
48. Diffractogrammes de rayons X de la partie inférieure du profil BK 13 (terre totale).....	165
49. Diffractogrammes de rayons X de fractions argileuses de la partie inférieure du profil BK 13	167
50. Diffractogrammes de rayons de fractions argileuses des profils BK 13, 78 et 79 saturés par K ⁺	169
51. Aptitude à l'ouverture de micas du profil BK 32..	171
52. Toposéquence de Basséko	178
53. Evolution du cuirassement le long de la toposéquence de Basséko	184
54. Tranchée pédologique BK 5	187
55. Comparaison des fronts de cuirassement en direction des collecteurs principal et secondaire....	189
56. Diffractogrammes de rayons X des fractions argileuses du profil BK 79	194
57. Diffractogrammes de rayons X de fractions limons du profil BK 79	194

	Pages
58. Diffractogrammes de rayons X du profil BK 81 et de l'arène mésocrate du profil BK 91 (terre totale).....	200
59. Morphochronologie des matériaux (indurés) et proportion d'hématite	233
60. Toposéquence de Sakoula	244
61. Profil KSA 6	248
62. Localisation des régions citées sur la carte du relief et de l'hydrographie de la Haute-Volta (Atlas Jeune Afrique).....	270
63. Extrait de la carte altimétrique de l'Afrique de l'Ouest (Dakar IFAN, Geo I, 1962)	272
64. Carte pédologique schématique de la Région Centre-Sud de Haute-Volta	274
65. Répartition des sols du complexe d'altération smectitique lithomorphes en Haute-Volta.....	278

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
1. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X de quelques échantillons du profil KY 20	33
2. Etude micromorphologique du profil KY 1 : l'altération des minéraux	37
3. Organisation micromorphologique du profil KY 1	39
4. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X de quelques matériaux indurés du profil KY 1	46
5. Quelques caractéristiques analytiques du profil KY 1. Résultats de l'analyse triacide et complexe absorbant en relation avec les observations au microscope	49
6. Etude micromorphologique du profil KY 3 : l'altération des minéraux	57
7. Organisation micromorphologique du profil KY 3.	58
8. Teneurs en micas des arènes leucocrates et de l'horizon tacheté du profil KY 3	60
9. Relations mica-kaolinite dans les arènes méso-crates du profil KY 3	67
10. Relations kaolinite-micas dans les limons fins et les sables fins des arènes leucocrates du profil KY 3	68
11. Evolution des teneurs en microcline dans le profil KY 3	69
12. Variations des teneurs en minéraux gonflants et de quelques paramètres dans le profil KY 3.	72
13. Principaux résultats de l'analyse triacide du profil KY 3	77
14. Etude micromorphologique des profils KY 22 et 23 : altération des minéraux	99

	Pages
15. Etude micromorphologique du profil KY 25 ...	100
16. Composition minéralogique des fractions argileuses du profil KY 25 (analyse par diffraction des RX)	110
17. Relation kaolinite-micas dans les fractions limons fins du profil KY 25	113
18. Résidu d'altération et rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide. Profils KY 22 et KY 23	117
19. Résidu d'altération et rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction soluble au triacide dans le profil KY 25	120
20. Analyse minéralogique du profil KY 42 par diffraction des RX	134
21. Variations de la teneur en minéraux altérables de BK 13.20 à BK 13.15	155
22. Analyse minéralogique par diffraction des RX des fractions argileuses sur le tronçon supérieur de la pente (partie supérieure des profils)	156
23. Partie supérieure du profil BK 6. Répartition du microcline dans les différentes fractions granulométriques	157
24. Partie supérieure du profil BK 13. Analyse minéralogique de terre totale par diffraction de RX	159
25. Analyse minéralogique des fractions argileuses par diffraction des RX. Parties inférieures des profils BK 1 et BK 6	163
26. Relations entre les teneurs en eau d'hydratation et le rapport $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans la partie inférieure du profil BK 13	168
27. Relations entre la composition chimique de la terre totale et la composition minéralogique de la fraction argileuse dans le profil BK 20.	171
28. Analyse minéralogique des fractions argileuses du profil BK 29 par diffraction des RX	173
29. Etude micromorphologique d'arènes de la toposéquence de Basséko	191
30. Analyse minéralogique des fractions argileuses par diffraction des RX. Profils BK 78, 79 et 81.	195
31. Analyse minéralogique des fractions granulométriques grossières du profil BK 79 par diffraction des RX	198
32. Quelques caractéristiques chimiques du profil BK 81 (analyse triacide).....	201

	Pages
33. Analyse des correspondances sur données brutes (triacide) : axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie	209
34. Analyse des correspondances sur variables éclatées, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie	212
35. Quelques caractéristiques chimiques d'échantillons du profil BK 32	218
36. Granulométrie des sables : Analyse des correspondances sur données brutes, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie	220
37. Analyse des correspondances sur les données du complexe absorbant : les axes factoriels et les variables et individus qui les déterminent ou/et leur sont corrélés.	226
38. Relations entre les caractéristiques du complexe absorbant et la composition chimique (triacide) des matériaux de profondeur. Analyse des correspondances sur table de contingence. Axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie	228
39. Relations complexe absorbant-composition chimique. Matériaux individualisés par les axes factoriels (horizons de profondeur).....	230
40. Relations entre les caractéristiques du complexe absorbant et la composition chimique (triacide) des matériaux supérieurs meubles. Analyse des correspondances sur table de contingence, axes factoriels et contribution des variables à leur moment d'inertie.....	232
41. Composition chimique des eaux de circulation oblique engendrant les processus de lavage.....	236
42. Composition chimique de remplissages tubulaires (analyse totale).....	237
43. Composition chimique des eaux	239

S O M M A I R E

	Pages
AVANT-PROPOS.....	1
PREMIERE PARTIE..... <i>Le cadre de l'étude.</i>	5
INTRODUCTION	
CHAPITRE I. <i>Le cadre physique de l'étude.</i>	9
I. <i>Localisation</i>	9
II. <i>Esquisse géologique</i>	11
A. <i>Les formations du Précambrien inférieur</i>	13
B. <i>Les formations birrimiennes</i>	13
1. <i>Le Birrimien métamorphique</i>	14
a. <i>Le Birrimien sédimentaire</i>	14
b. <i>Le Birrimien d'origine volcanique</i>	14
c. <i>Le Tarkwaïen</i>	14
2. <i>Le Birrimien plutonique</i>	14
C. <i>Les formations sédimentaires du Précambrien supérieur au Cambro-Ordovicien</i>	15
D. <i>Les formations sédimentaires du Tertiaire : le Continental Terminal</i>	15
III. <i>Esquisse géomorphologique</i>	
A. <i>Les éléments du relief</i>	15
B. <i>Morphologie des buttes cuirassées dans les régions birrimiennes</i>	16
C. <i>Signification morphogénétique des différents niveaux</i>	17
D. <i>Conclusion</i>	19

	Pages
DEUXIEME PARTIE.	
<i>Etude de toposéquences de sols dans le bassin versant du marigot de Basséko</i>	
INTRODUCTION	23
CHAPITRE II. <i>Etude du versant amont : la toposéquence de Verma. Présentation</i>	27
I. <i>Les formations pédologiques de la table cuirassée sommitale (Zone I)</i>	31
A. <i>L'organisation macromorphologique du profil KY20..</i>	
1. Description	32
2. Interprétation	32
B. <i>La composition minéralogique</i>	
1. Détermination par diffraction des rayons X	33
2. Interprétation	33
C. <i>La composition chimique</i>	34
D. <i>Conclusion</i>	35
II. <i>Les formations pédologiques du talus gravillonnaire (Zone II, sur le flanc de la butte)</i>	35
A. <i>L'organisation macromorphologique du profil KY1...</i>	36
1. Description	36
2. Analyse et interprétation	36
B. <i>L'étude micromorphologique du profil KY1</i>	
1. Description	38
2. Analyse et interprétation	38
a. L'altération des minéraux	38
b. L'organisation micromorphologique	41
C. <i>L'étude minéralogique</i>	41
1. <i>La composition minéralogique des différentes fractions granulométriques</i>	41
a. Les fractions argileuses	41
b. Les fractions granulométriques grossières...	43
c. Fractions micacées	45
2. <i>La composition minéralogique des matériaux indurés</i>	45
3. <i>Analyse et interprétation</i>	46
a. <i>L'étude des différentes fractions granulo- métriques</i>	46

	Pages
b. L'étude des matériaux indurés	48
D. <i>L'étude chimique</i>	50
Analyse et interprétation	
(1) Le résidu d'altération et le rapport SiO ₂ /Al ₂ O ₃ de la fraction soluble au triacidé	50
(2) Les relations fer-titane	51
(3) Le complexe absorbant	52
E. <i>Conclusion à l'étude du profil KY1</i>	52
III. <i>Les formations pédologiques de la Zone III</i>	53
A. <i>L'organisation macromorphologique du profil KY3.</i>	
1. Description	53
2. Principales variations autour de la morphologie de KY3	
(1) L'ensemble d'horizons A	54
(2) La carapace ferrugineuse	54
(3) L'ensemble d'horizons tachetés	54
(4) L'ensemble d'horizons à lithostructure conservée	55
3. Analyse et interprétation	55
(1) La différenciation des horizons supérieurs meubles A	55
Relation avec les carapaces sous-jacentes La signification des nodules ferrugineux Conclusion	56
(2) La différenciation des carapaces	56
(3) La différenciation de la partie inférieure des profils	59
B. <i>Etude micromorphologique</i>	59
1. Le profil KY3	59
a. Description	59
b. Interprétation	59
(1) L'altération des minéraux	59
(2) L'organisation micromorphologique	59
2. Le profil KY8	59
C. <i>La composition minéralogique</i>	61
1. Le profil KY3	61
a. Les amphiboles	61
b. Les plagioclases	61

	Pages
Interprétation	61
c. Les micas	61
(1) Les teneurs en micas	
(2) Les relations micas-kaolinite et l'évolution des micas	65
d. Le microcline	69
e. La kaolinite	70
(1) Localisation	70
(2) Cristallinité	71
f. Les minéraux gonflants	72
(1) Localisation	72
(2) Caractérisation	74
g. Conclusion à l'étude minéralogique du profil KY3	74
2. Le profil KY8	76
D. <i>Etude chimique</i>	76
1. Le profil KY3	76
a. Les données analytiques	76
b. Interprétation	76
(1) Le résidu d'altération	76
(2) Le rapport SiO_2/Al_2O_3	78
(3) Les relations titane-fer	78
2. Le profil KY8	79
3. Conclusion	79
E. <i>Caractéristiques physico-chimiques : le complexe absorbant</i>	81
F. <i>Les enseignements de l'étude de la Zone III</i> ...	81
IV. <i>Les formations pédologiques de la Zone IV.</i>	82
A. <i>L'organisation macromorphologique</i>	82
1. Les sols à phase indurée continue	82
2. Les sols sans (ou presque sans) phase indurée continue	85
3. Analyse et interprétation	87
a. Les sols à phase indurée continue	87
. La différenciation des horizons supérieurs meubles	87
. L'ensemble d'horizons indurés en cuirasse et carapace	87

	Pages
. L'ensemble d'horizons tachetés à bigarrés et les arènes	88
b. Les sols sans phase indurée continue	88
. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses	88
c. Relations entre les deux types de sols dans le paysage	90
Interprétation	90
4. Conclusions à l'étude macromorphologique ...	91
B. <i>Etude micromorphologique</i>	91
C. <i>Etude minéralogique</i>	92
D. <i>Etude chimique</i>	92
E. <i>Caractéristiques physico-chimiques</i>	92
F. <i>Les enseignements de l'étude de la Zone IV</i>	92
V. <i>Les formations pédologiques de la Zone V</i>	93
A. <i>L'organisation macromorphologique des profils</i> ..	
1. Description	93
2. Analyse et interprétation	95
a. La différenciation texturale	95
b. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses sous forme de taches	95
c. La ségrégation et l'accumulation ferrugineuses sous forme de nodules	96
3. Conclusion à l'étude macromorphologique	98
B. <i>L'étude micromorphologique</i>	101
1. L'altération des minéraux	101
a. Les profils sur roche leucocrate	101
b. Les profils sur roche mésocrate	101
2. L'organisation micromorphologique	103
a. Le profil KY 22	103
b. Le profil KY 25	103
c. Analyse et interprétation	104
C. <i>Etude minéralogique</i>	105
1. Les sols sur roches leucocrates	105
a. Etude des fractions granulométriques par diffraction des rayons X	105
b. Les diffractogrammes de terre totale	107
c. Analyse et interprétation	107

	Pages
2. Les sols sur roche mésocrate	107
a. Le profil KY 25	107
(1) Evolution et caractéristiques des minéraux gonflants	111
(2) Evolution et caractéristiques de la kaolinite	111
(3) Interprétation	113
b. Les profils KY 24 et KY 26	115
(1) Les données analytiques	115
(2) Interprétation	116
<i>D. Caractérisation chimique</i>	<i>116</i>
a. Les sols sur roche leucocrate	116
Interprétation	116
(1) Le résidu d'altération	116
(2) Le rapport SiO_2/Al_2O_3	119
(3) Les relations titane-fer	119
b. Les sols sur roche mésocrate	119
(1) Le résidu d'altération	119
(2) Le rapport SiO_2/Al_2O_3	121
(3) Les relations titane-fer	121
<i>E. Les enseignements de l'étude de la Zone V.....</i>	<i>121</i>
VI. Les formations pédologiques de la Zone VI.....	123
A. L'organisation macromorphologique des profils....	123
a. Description	123
b. Analyse et interprétation	125
(1) L'ensemble d'horizons A et AB	125
(2) La ségrégation et l'accumulation ferru- gineuses	125
B. L'étude minéralogique	126
a. Le profil KY 29	126
b. Variations par rapport à KY 29	127
c. Interprétations	127
C. Les enseignements de l'étude de la Zone VI	128

	Pages
CHAPITRE III. <i>Le versant aval en direction du collecteur secondaire : la toposéquence de Bissighin....</i>	
<i>Présentation</i>	129
I. <i>Les formations pédologiques de la concavité supérieure de la pente</i>	129
A. <i>L'organisation macromorphologique des profils</i>	131
1. <i>Portion de pente KY 37 à KY 40</i>	131
2. <i>Portion de pente KY 41 à KY 42</i>	131
a. <i>Description du profil KY 42</i>	131
b. <i>Le profil KY 41</i>	132
3. <i>Analyse et interprétation</i>	132
a. <i>Les horizons supérieurs meubles</i>	132
b. <i>Les niveaux à nodules ferrugineux et les carapaces</i>	133
c. <i>Les niveaux d'altération sous-jacents</i>	133
B. <i>L'étude minéralogique du profil KY 42</i>	134
II. <i>Les formations pédologiques du versant drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin.....</i>	136
A. <i>L'organisation macromorphologique des profils.....</i>	137
1. <i>La partie supérieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin</i>	137
2. <i>La partie inférieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin</i>	139
3. <i>La plaine basse inondable du versant drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin</i>	140
4. <i>Analyse et interprétation.....</i>	141
a. <i>Les horizons supérieurs meubles</i>	141
b. <i>L'ensemble d'horizons indurés</i>	
<i>. Le comportement des fronts supérieur et inférieur de cuirassement</i>	143
<i>. L'intensité du cuirassement.....</i>	144
c. <i>La partie inférieure des profils.....</i>	147
5. <i>Variations latérales de la toposéquence principale de Bissighin : comparaison avec la toposéquence n° 2</i>	147
B. <i>L'étude micromorphologique</i>	148
1. <i>Les horizons supérieurs meubles</i>	149

	Pages
a. Description	149
b. Interprétation	149
2. L'ensemble d'horizons indurés	149
a. Les horizons à nodules ferrugineux	149
b. Une cuirasse ferrugineuse	150
c. Les carapaces "lavées"	151
. La carapace du profil BK 49	151
. La carapace feuilletée du profil BK 23	151
. Interprétation	152
3. Les horizons vertiques	152
a. Un horizon argileux à caractères vertiques .. typiques	152
b. Un horizon argilo-sableux à tendance verticale	152
c. Interprétation	153
4. Les arènes	153
a. Le profil BK 13	153
b. Variations par rapport à BK 13	154
. Les arènes sous-jacentes aux horizons à tendance verticale	154
. Les arènes sous-jacentes aux horizons bigarrés ou tachetés	154
c. Interprétation	155
B. <i>L'étude minéralogique</i>	155
1. La partie supérieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin	155
a. La partie supérieure des profils	155
(1) Les fractions argileuses	156
(2) Les fractions granulométriques grossières	157
(3) La terre totale	159
(4) Les interprétations	161
b. La partie inférieure des profils	162
(1) Les horizons sur migmatite leucocrate à biotite et amphiboles rares	162
(2) Les horizons sur migmatite leucocrate à biotite et amphibole	162
(3) Les horizons sur migmatite mésocrate à amphiboles et biotite	166
- Etude de la terre totale par diffraction des RX	166
- Les fractions argileuses	168

	Pages
2. La partie inférieure du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin	170
a. Le profil BK 20	170
b. Le profil BK 24	171
c. Interprétation	171
3. La plaine basse inondable du versant aval drainé directement par le collecteur secondaire de Bissighin	171
a. Profil sans carapace ferrugineuse : BK 29...	171
b. Profil à carapace ferrugineuse : BK 32.....	174
4. Conclusion à l'étude minéralogique du versant de Bissighin	176
 <i>CHAPITRE IV. Le versant aval en direction du collecteur principal : la toposéquence de Basséko.....</i>	 177
<i>I. L'organisation macromorphologique des profils</i>	<i>177</i>
<i>A. Les formations pédologiques de la partie supérieure du versant</i>	<i>177</i>
<i>B. Les formations pédologiques de la partie moyenne du versant</i>	<i>180</i>
<i>C. Les formations pédologiques de la partie inférieure du versant</i>	<i>181</i>
<i>D. Les formations pédologiques de la plaine basse inondable</i>	<i>182</i>
<i>E. Analyse et interprétation de l'organisation macro- morphologique des profils</i>	<i>182</i>
1. Les horizons supérieurs meubles	182
a. La différenciation texturale	182
b. L'organisation de la ségrégation ferrugineuse sous forme de taches	183
2. L'organisation du cuirassement le long du versant.	
a. Variations des fronts de cuirassement	185
b. Intensité du cuirassement	186
c. Comparaison avec le versant de Bissighin.....	188
 <i>II. L'étude micromorphologique</i>	 <i>190</i>
<i>A. La roche massive et les arènes</i>	<i>190</i>
1. Descriptions	190
2. Interprétation	190
<i>B. L'horizon argileux à tendance verticale</i>	<i>192</i>

	Pages
C. <i>L'ensemble d'horizons indurés : la cuirasse ferrugineuse à faciès conglomératique du profil BK 79</i>	192
1. Description	192
2. Interprétation	193
III. <i>L'étude minéralogique des profils</i>	193
A. <i>La partie amont du versant</i>	193
1. <i>La partie supérieure des profils</i>	193
2. <i>La partie inférieure des profils</i>	196
a. <i>La fraction argileuse</i>	196
- <i>les horizons argileux et les niveaux pegmatitiques</i>	196
- <i>les arènes</i>	197
b. <i>Les fractions granulométriques grossières</i>	197
c. <i>La terre totale</i>	199
3. <i>Interprétation de l'étude minéralogique</i> ...	202
a. <i>Les horizons supérieurs meubles et l'ensemble d'horizons indurés</i>	202
b. <i>La partie inférieure des profils</i>	203
B. <i>La partie moyenne du versant</i>	204
a. <i>Les horizons supérieurs meubles et l'ensemble d'horizons indurés</i>	204
b. <i>Les horizons bigarrés ou tachetés</i>	204
c. <i>Les arènes</i>	204
d. <i>Interprétation</i>	205
C. <i>La partie inférieure du versant</i>	206
D. <i>Conclusion</i>	206
CHAPITRE V. <i>La caractérisation chimique et physico-chimique des formations pédologiques du bassin versant de Basséko</i>	207
I. <i>La composition chimique</i>	207
A. <i>Analyse factorielle des correspondances sur données brutes</i>	207
1. <i>L'axe 1 et le facteur 1</i>	207
2. <i>L'axe 2 et le facteur 2</i>	208
3. <i>L'axe 3 et le facteur 3</i>	210
4. <i>Les axes 4 et 5</i>	210
5. <i>Conclusion</i>	211

	Pages
B. <i>L'analyse sur variables éclatées</i>	211
1. L'axe 1 et le facteur 1	211
2. L'axe 2 et le facteur 2	213
3. L'axe 3 et le facteur 3	214
4. L'axe 4 et le facteur 4	214
5. L'axe 5 et le facteur 5	215
6. L'axe 6 et le facteur 6	215
7. L'axe 7 et le facteur 7	216
C. <i>Les enseignements de l'étude</i>	217
1. Evolution le long de la pente	217
2. Evolution de l'altération le long du profil...	219
II. <i>La composition granulométrique des sables</i>	219
A. <i>Analyse des correspondances sur données brutes</i> ..	219
<i>Conclusion</i>	222
B. <i>Relations avec la composition chimique</i>	222
1. Les horizons de profondeur	222
2. Les horizons supérieurs meubles	222
3. Conclusion	224
C. <i>Les courbes d'isoteneurs</i>	225
III. <i>Le complexe absorbant</i>	225
A. <i>Analyse factorielle des données du complexe absorbant</i>	225
B. <i>Relations avec la composition chimique</i>	229
1. Les horizons de profondeur	229
2. Les horizons supérieurs meubles	232
IV. <i>Relations entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage</i>	231
CHAPITRE VI. <i>Dynamique actuelle de l'eau et géochimie des nappes</i>	235
I. <i>Dynamique actuelle des sols, processus de "lavage" ..</i>	235
II. <i>Composition des nappes profondes</i>	238

	Pages
CHAPITRE VII. <i>Etude des variations par rapport au bassin versant de Basséko. La toposéquence de Sakoula</i>	243
I. <i>L'organisation macromorphologique</i>	243
1. <i>Le sommet de la butte</i>	243
2. <i>Le flanc de la butte</i>	243
3. <i>La zone de raccord avec la plaine</i>	246
4. <i>La plaine</i>	247
. <i>Le versant conséquent</i>	247
a. <i>Description du profil KSA 5</i>	247
b. <i>Description du profil KSA 6</i>	249
c. <i>Variation par rapport à KSA 6</i>	250
. <i>Le versant obséquent</i>	250
a. <i>Le profil KSA 9</i>	250
b. <i>Variations par rapport à KSA 9</i>	251
5. <i>L'évolution du cuirassement le long du versant.</i>	251
a. <i>tronçon de pente KSA 1 à KSA 8</i>	251
b. <i>tronçon de pente KSA 8 à KSA 11</i>	252
c. <i>tronçon de pente KSA 11 à KSA 12</i>	252
6. <i>L'évolution de la phase non indurée des horizons supérieurs meubles</i>	253
II. <i>La composition chimique</i>	254
III. <i>Les enseignements spécifiques de l'étude de la toposéquence de Sakoula</i>	254

	Pages
TROISIEME PARTIE	
<i>Interprétations générales</i>	255
CHAPITRE VIII. <i>Le cuirassement et la dynamique actuelle des sols</i>	257
I. <i>Le cuirassement</i>	257
II. <i>Relations avec les horizons supérieurs meubles sus-jacents</i>	259
III. <i>Conséquences de l'abaissement du niveau de base</i>	261
CHAPITRE IX. <i>Les processus d'altération</i>	263
I. <i>Relations entre l'altération en minéraux à trois couches et l'altération kaolinique</i>	263
A. <i>L'évolution des principaux minéraux</i>	263
1. <i>Les amphiboles</i>	263
2. <i>Les biotites</i>	264
3. <i>Les plagioclases</i>	264
4. <i>Le microcline</i>	265
5. <i>Conclusion</i>	265
B. <i>Signification de l'étape vermiculitique</i>	266
C. <i>Rôle de la roche mère</i>	267
1. <i>Composition minéralogique</i>	268
2. <i>Textures et structures à toutes échelles</i>	268
II. <i>Application à la compréhension de la carte pédologique.</i>	
A. <i>La Région Centre-Sud de la Haute-Volta</i>	271
1. <i>Rôle de la morphogenèse</i>	271
2. <i>Rôle de la roche mère</i>	273
a. <i>A l'échelle de la Région Centre-Sud de la Haute-Volta</i>	273
(1) <i>le degré carré de Tenkodogo</i>	273
(2) <i>le degré carré de Boulsa</i>	276
(3) <i>le reste de la région Centre-Sud</i>	277
(4) <i>Conclusion</i>	279
B. <i>Comparaison avec les autres régions de Haute-Volta.</i>	
1. <i>La partie orientale</i>	279
2. <i>La partie occidentale</i>	280
3. <i>Conclusion</i>	281

	Pages
<i>C. Comparaison avec les plaines granito- gneissiques de pays voisins, le Togo et le Bénin (ex Dahomey)</i>	281
1. Le Togo	282
2. Le Bénin (ex Dahomey)	283
3. Conclusion	283
<i>D. Conclusions</i>	284
 CŒNCLUSIONS GÉNÉRALES.	 285
<i>Bibliographie</i>	291
<i>Liste des Figures</i>	299
<i>Liste des tableaux</i>	303
<i>Planches</i>	
<i>Annexes</i>	

Planches

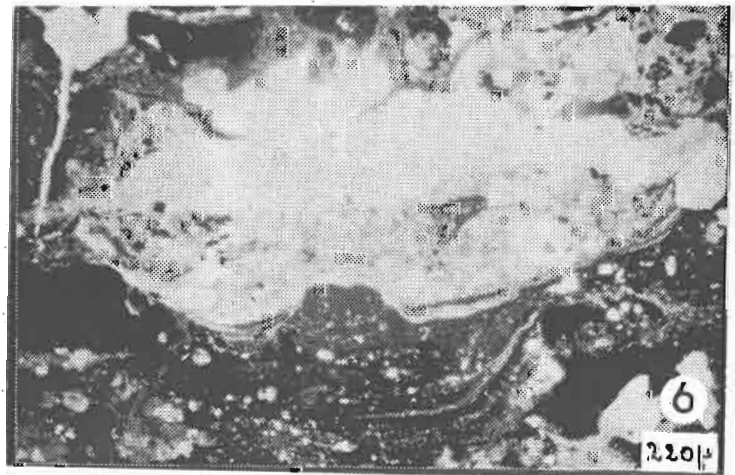
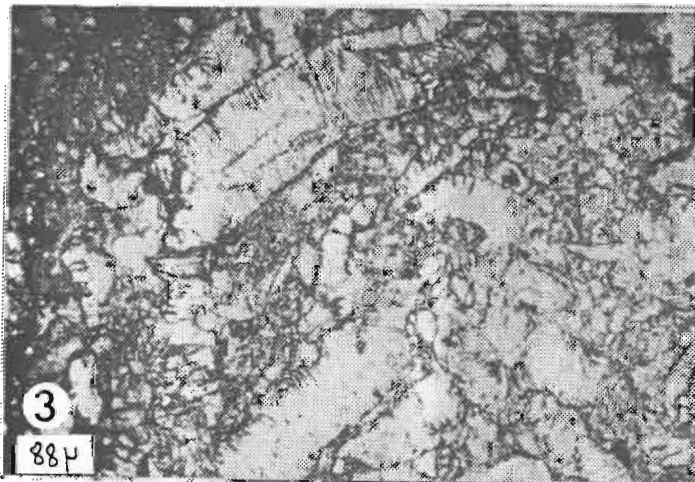
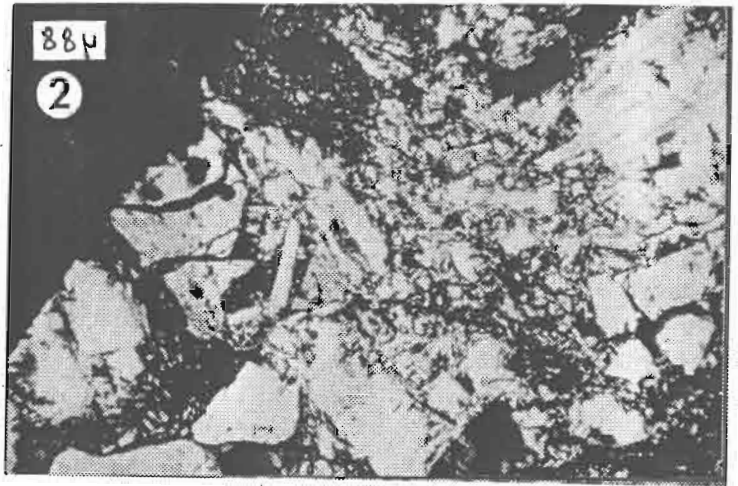
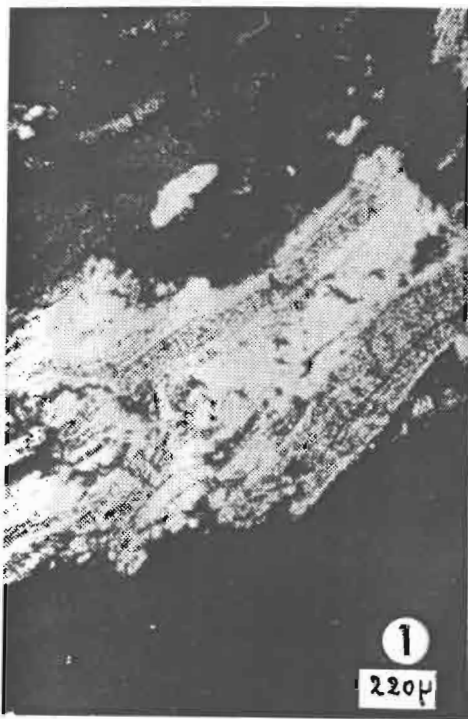


PLANCHE I

PROFIL KY 1

Microscopie pétrographique

Altération de la biotite.

1. KY 1.30 (1425 cm) écaillés de roche massive : biotite partiellement kaolinisée. Alternance de plages, complètement kaolinisées, incolores polarisant en gris clair et de plages encore fortement pléochroïques (brun foncé - brun clair). LP.
2. KY 1.28 (1345-1365 cm), arène jaune pâle sableuse : kaolinisation très avancée de la biotite, macro-kaolinite avec des feuillets de biotite décolorée. LP.
3. KY 1.18 (605-625 cm), horizon bigarré : transformation complète des ferro-magnésiens en macro-kaolinite totalement déferrifiée. LP.
4. KY 1.18 (605-625 cm), horizon bigarré : biotites pseudomorphosées par la kaolinite et le fer (déferrification partielle : lamelles brun sombre figées, parfois à faciès balai aux extrémités). LN.

Organisation micromorphologique.

5. KY 1.28 (1345-1365 cm), arène jaune pâle sableuse : nombreux vides de dissolution tapissés de ferranes et ferriargilanes. LN.
6. KY 1.15 (492-512 cm), horizon tacheté : plasma brun foncé à larges plages décolorées brun pâle à incolores avec des plages résiduelles brun foncé ; cutane complexe formé de lits de ferriargilanes et de fond matriciel à squelette très fin. LN.

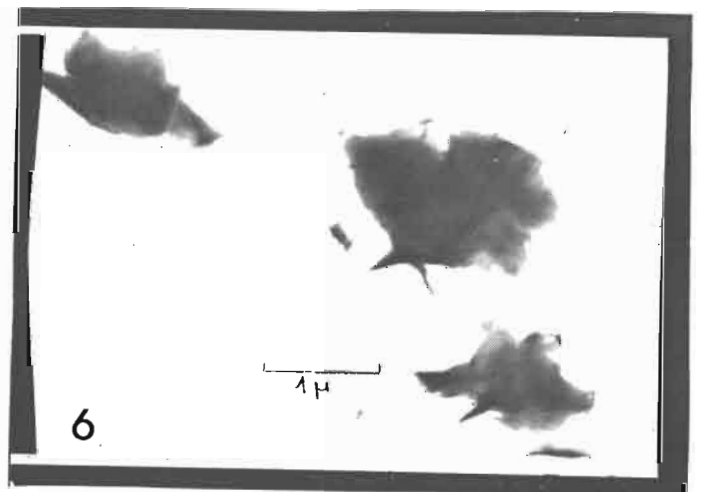
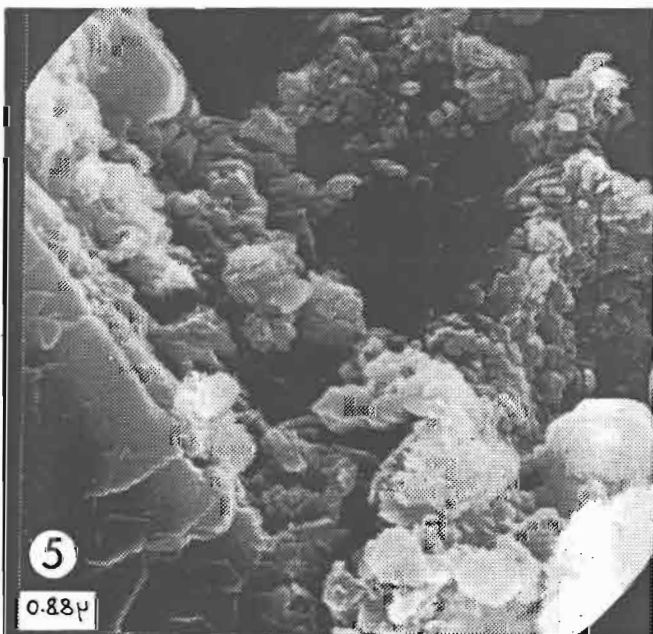
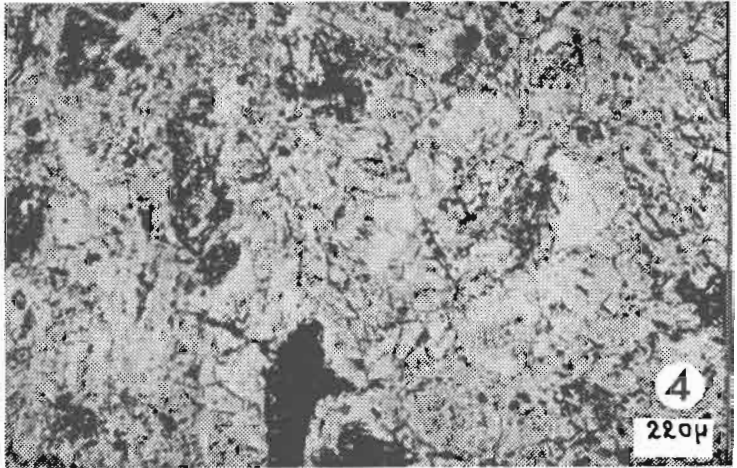
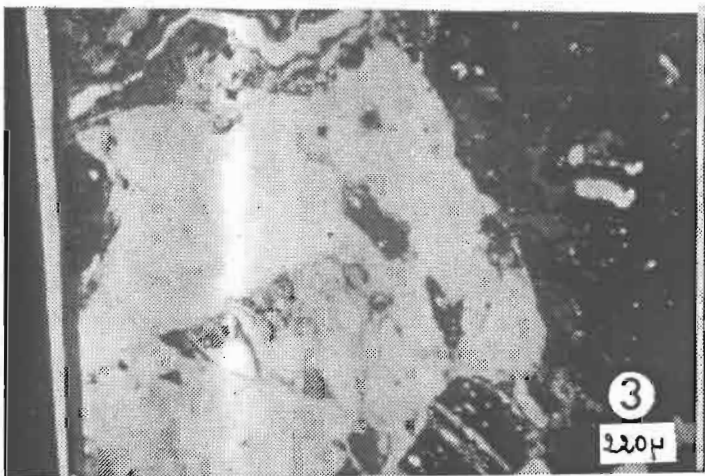
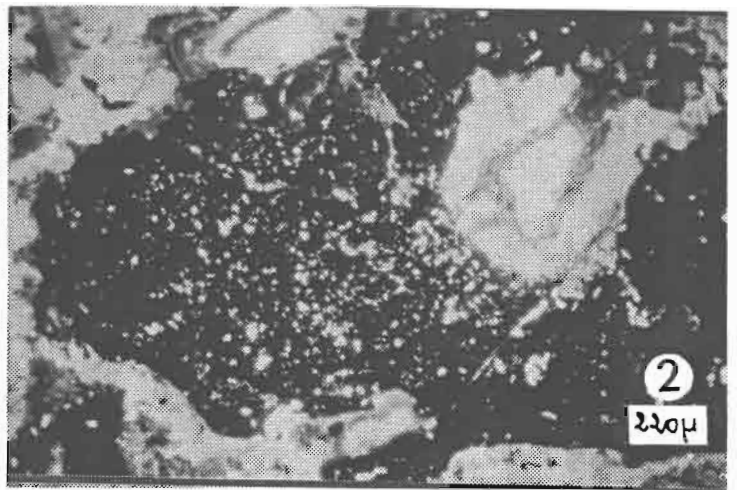
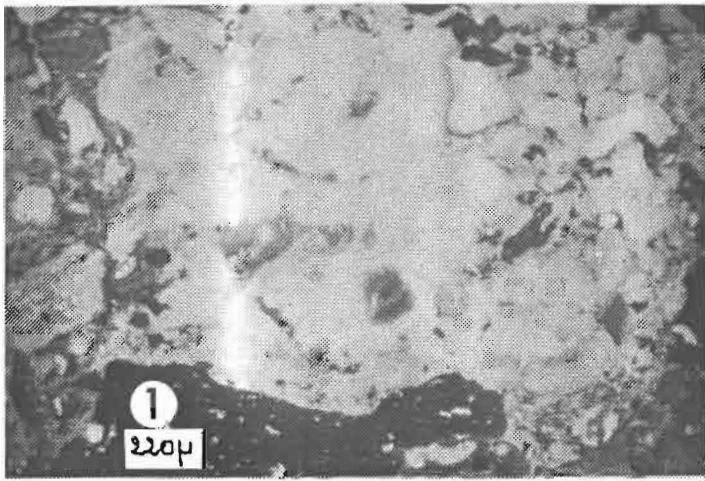


PLANCHE II

PROFILS KY 1 et KY3

Profil KY1 - Organisation micromorphologique au microscope pétrographique.

1. KY 1.15 (492-512 cm), horizon tacheté : plage décolorée dans une zone à dépôts concentriques de ferriargilanes ou de matrice à fins grains de squelette. Les ferriargilanes sont détruits et leurs restes subsistent principalement autour des tubulures (le lessivage progresse dans la masse et non par les tubulures). LN.
2. KY 1.15 : nodule à structure micronodulaire à micropolyédrique. LN.
3. KY 1.15 : plage décolorée avec taches résiduelles et un fragment de ferrane à structure concentrique. LN.

Profil KY3 -

4. KY 3.31 (1730-1750 cm), arène mésocrate; faciès à grain fin. Altération des amphiboles au microscope pétrographique : pseudomorphose en plages jaune paille à olive pâle à aspect micacé ou plasmifié. Les clivages sont conservés. Des fragments d'amphiboles non altérées flottent dans le plasma jaune paille. LN.
5. KY 3.30 (1730-1750 cm), arène mésocrate, faciès à grain grossier. Altération des feldspaths au M.E.B. : formation de kaolinite dans un creux du feldspath.
6. KY 3.31 : observation au M.E.T. de smectites extraites des sables grossiers par passage aux ultrasons. Noter leur habitus micacé.

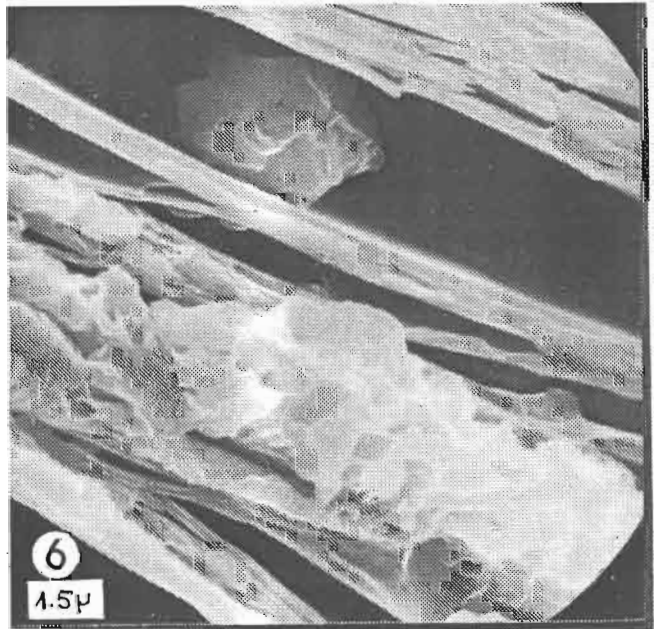
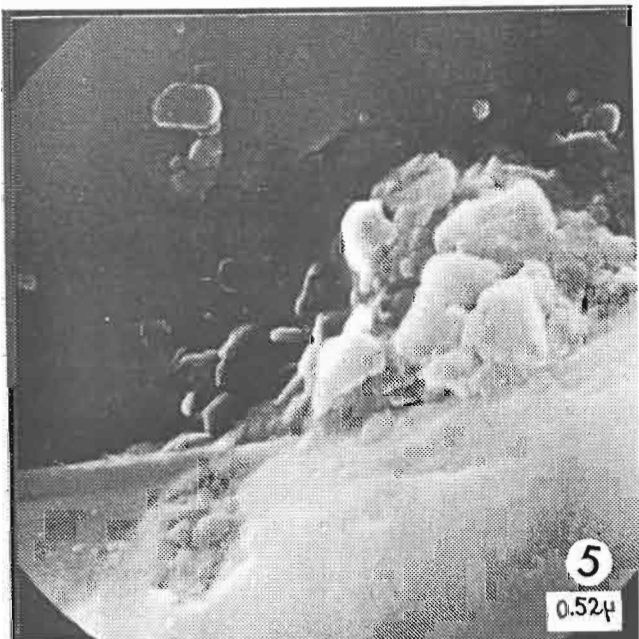
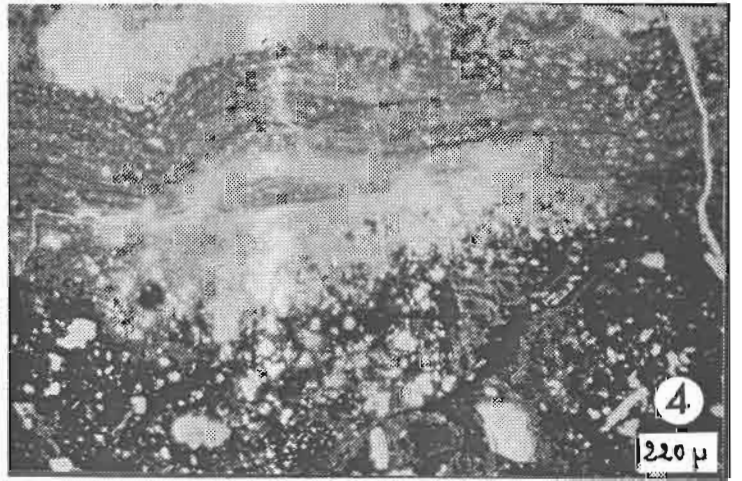
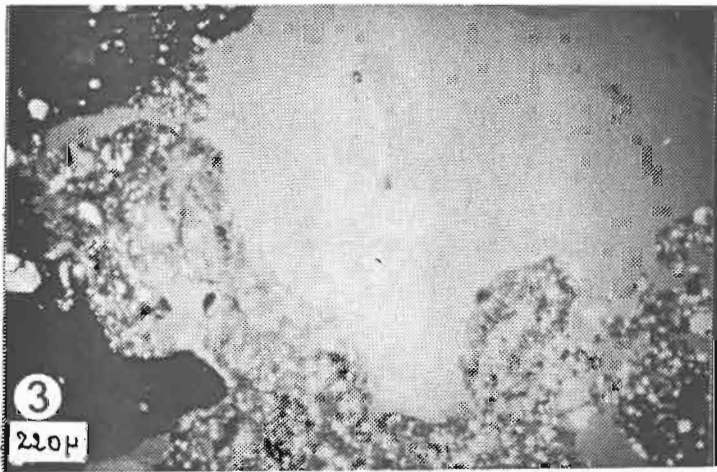


PLANCHE III

Profil BK 49 - Carapace "lavée" BK 49.8 (129-140 cm).

1. Observation macroscopique des plafonds des tubulures : ils sont lavés et propres. LP.
2. Observation macroscopique des planchers des tubulures : une décantation argileuse sur des planchers préalablement lavés.
3. Observation au microscope pétrographique d'un revêtement de plancher de tubulure : une couche pauvre en squelette repose sur une couche riche en squelette.

Profil BK 23 - Carapace "lavée" BK 23 (à structure très feuilletée).

4. Observation au microscope pétrographique des cutanes concentriques (goethanes) le long des grandes tubulures horizontales. LN.

Profil BK 13 - Arène limono-argileuse BK 13.18 b (540-550 cm).

5. Altération des feldspaths extraits des sables fins : observation au M.E.B. de formation de kaolinite sur la surface d'un feldspath.
6. Altération de la biotite : ouverture avec début de formation de smectites sur la bordure des feuillets (observation au M.E.B.).

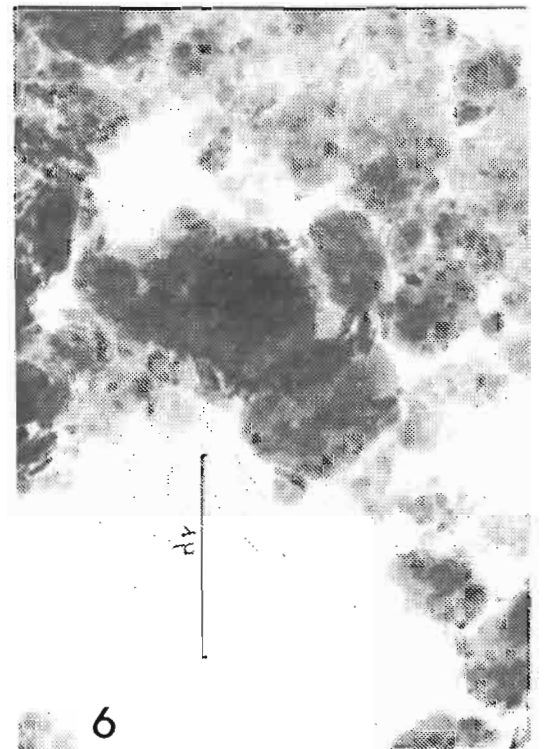
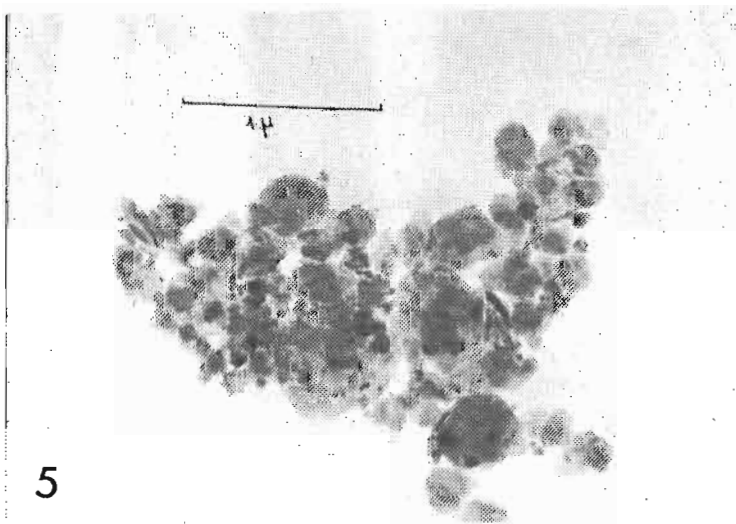
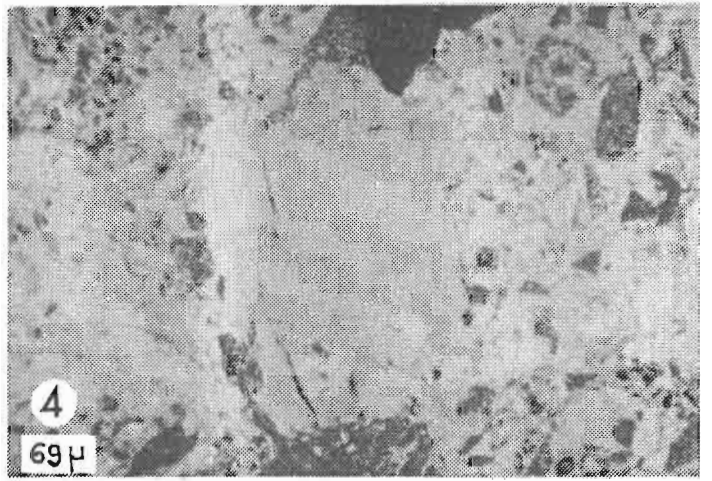
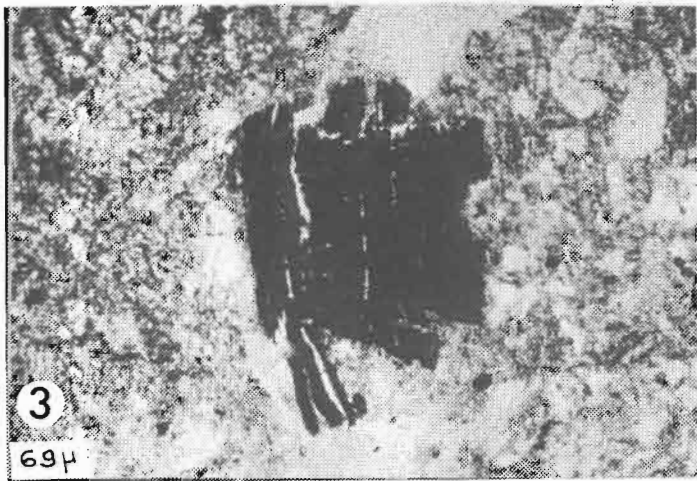
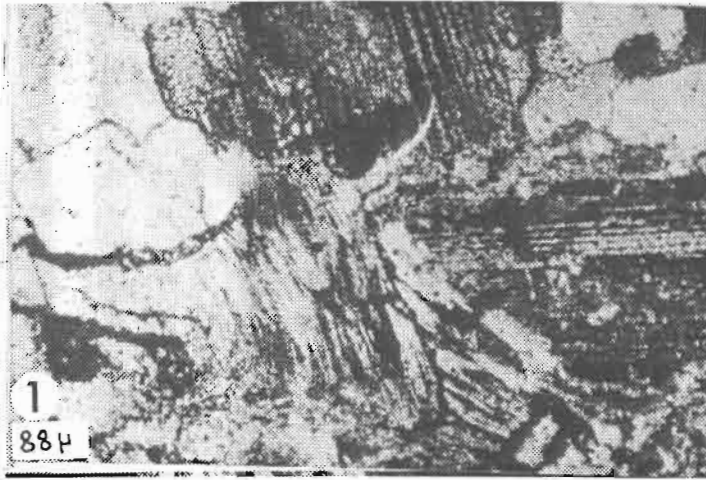


PLANCHE IV

PROFIL BK 79

*Arène mésocrate à grain grossier de la base du profil (79.15 : 436-460cm)
Altération de la biotite au microscope pétrographique.*

1. L.P. Biotite moyennement décolorée, pléochroïsme faible (brun vif - brun clair) avec clivages soulignés par les hydroxydes de fer. Observer la faible altération des plagioclases.
2. L.R. Même biotite que précédemment : les plages décolorées sont jaune rouge (coloration par les hydroxydes de fer), les plages non décolorées sont brun chocolat.
3. L.N. Biotite pseudomorphosée par le fer (faciès brun sombre figé).
4. L.R. Même biotite que précédemment, couleur rouge jaune (coloration par les hydroxydes de fer).

Horizon A₂ (10-18 cm).

- 5 et 6 : Observation de la fraction argileuse au M.E.T. Observer le manque de perfection fréquent dans la forme hexagonale des kaolinites.

ANNEXE I

Description macromorphologique du profil KY 22.

Le profil est situé dans une plaine à pente faible et à quelques affleurements de granite leucocrate.

- A1 0-15 cm : brun rouge clair, 5 YR 6/3 ; humifère ; sableux un peu argileux ; structure massive ; cohésion forte ; porosité uniquement tubulaire moyenne à faible.
- A21 15-27 cm : brun rouge clair, 5 YR 6/4, à léger aspect ségrégatif ; sableux à sablo-argileux ; structure et cohésion inchangées ; assez bonne porosité tubulaire.
- B1 27-47 cm : brun rouge clair, 5 YR 5/6 ; sablo-argileux à argilo-sableux ; structure et cohésion inchangées ; porosité tubulaire moyenne avec des tubulures très fines.
- B2 47-100cm : jaune rouge clair, 5 YR 5/6, à quelques taches rouges ; argilo-sableux à petits gravillons ferrugineux ; structure inchangée ; cohésion assez forte ; bonne porosité tubulaire.
- B3
A2 100-140cm : niveau supérieur ondulé (95-110 cm) ; très nombreuses taches rouge à rouille durcies cimentant l'ensemble en une sorte de carapace ferrugineuse à induration très faible ; terre fine brun jaune clair, 10 YR 6.5/4, argilo-sableuse ; nombreux gravillons ferrugineux avec une concentration plus forte dans la partie supérieure où ils forment un niveau gravillonnaire ; porosité tubulaire très grossière : aspect caverneux par endroits ; les tubulures sont lavées de leurs éléments fins et leurs fonds sont parfois tapissés de sables fins lavés.
- 140-165cm : carapace ferrugineuse d'aspect caverneux : très bonne porosité de type alvéolaire ; les tubulures sont, soit complètement lavées de leurs remplissages, soit tapissées de sables fins lavés ; la terre fine résiduelle est sablo-argileuse à argilo-sableuse.
- 165-210cm : carapace ferrugineuse à ciment rouge à assez nombreuses taches noires ; l'induration diminue vers le bas ; les tubulures nombreuses sont de tailles moyennes et assez grossières, elles sont tapissées d'une terre fine rosée à surface hérissée de sables grossiers (lavage partiel) ou de sables résiduels (lavage total des fines) ; elles

peuvent être complètement vidées ; elles peuvent comporter plus rarement des revêtements argileux.

- 210-230cm : carapace ferrugineuse à ciment rouge à réseau de tubulures comportant des remplissages épais de terre fine rosée présentant parfois un film argileux en surface, mais souvent partiellement lavés (surface hérissée de sables grossiers), parfois complètement lavés (tubulures vides); elle cimente de nombreux gravillons ferrugineux.
- 230-275 cm : rose, 5 YR 7/4 à nombreuses taches rouge jaune, 5 YR 5.5/8 et 5/8 environ ou plus pâle, à taches gris blanchâtre ; le rose est un revêtement argileux des agrégats ; argileux ; structure prismatique petite à moyenne assez bien développée, le revêtement rose des agrégats commence à être lavé et remplacé par un voile de sables fins blanchis qui tapissent également les fins canalicules ; les grosses tubulures paraissent lavés : leur fond est hérissé de sables grossiers nappés cependant d'un film argileux.
- 275-347cm : blanc jaunâtre à taches rouille à l'état frais, 5 YR 5.5/6 environ passant à 5 YR 6/8 à l'état sec, à taches gris blanchâtre (5 YR 8/1 et 8/2 environ) représentant de petites plages argileuses (pédotubules à revêtement argileux) ; argilo-sableux ; structure prismatique moyennement développée, cohésion des agrégats forte ; on observe quelques voiles sableux sur les faces des prismes ; contient quelques plages de granite altérée.
- 347-390cm : granite altéré à structure conservée, à taches rouille diffuses à l'état frais, jaune pâle à l'état sec, à taches gris blanchâtre ; sablo-argileux ; on observe quelques fines tubulures à revêtement argileux.
- 390-570cm : granite altéré à structure conservée ; assez nombreuses et grandes taches rouille à l'état frais, jaune pâle à l'état sec ; assez nombreuses petites plages gris blanchâtre plus compactes, plus argileuses ; sableux un peu argileux ; structure massive ; cohésion forte à sec.
- 570-715 cm : arène jaune à l'état humide, moins rouge que l'horizon précédent ; identique par ailleurs à celui-ci.
- 715-730 cm : arène sableuse jaunâtre à structure conservée, sans plages gris blanchâtre ; granite leucocrate à biotite friable.
- 730-742 cm : roche plus massive se débitant en écailles friables.

ANNEXE II

Tableau n° 45 : Intensités des raies 001 et 020 de la kaolinite en rapport avec les proportions réelles de ce minéral (Al_2O_3 soluble au triacide # Al_2O_3 combiné), extrait de KALOGA, 1983, à paraître.

échantillon	raie 020 en cm	raie 010 en cm	Al_2O_3 soluble au triacide
14.3 nodules	2.8	> 17	21.8
14.3 matrice	4.6	9.6	31.1
14.7 nodules	2.2	> 16	20.0
14.7 matrice	4.6	13.1	30.6
14.11 nodules	1.5	15.0	17.4
14.11 matrice	4.5	9.0	30.6
14.15 nodules	1.1	13.3	14.6
14.15 matrice	2.2	> 18	21.8

et j au centre de gravité du nuage (au sens de la métrique du χ^2).

Le rapport de λ_α à l'inertie totale du nuage est appelé pourcentage d'inertie extraite par le facteur de rang α .

si $\rho^2(i)$ est la contribution absolue de l'élément i au facteur α

$F_\alpha^2(i)/\rho^2(i)$ est la contribution relative du facteur α à l'élément i . Il est égal à $\cos^2 \beta$ et mesure la proximité de i par rapport à l'axe factoriel α , c'est-à-dire la corrélation de i avec l'axe α .

si $F_\alpha^2(i)/\lambda_\alpha$ est la contribution relative de l'élément i au facteur α .

Le tableau à analyser peut être ici de deux types :

a) un tableau de données brutes où les lignes i sont constituées par les matériaux de sols, et les colonnes j par les pourcentages pondéraux des teneurs en différents éléments chimiques. Ces tableaux, pour des raisons d'homogénéité ne se prêtent à l'analyse que si la somme de $k_i = \sum_{j \in J} k(i,j)$ c'est-à-dire le total de la ligne i a un sens.

b) un tableau de description logique où les lignes sont constituées par les matériaux de sols, et les colonnes par des classes de teneurs en différents éléments. On découpe les pourcentages pondéraux en un nombre de modalités ou classes à effectifs égaux ou inégaux. Le découpage en modalités à effectifs inégaux se fait d'après des tracés d'histogrammes par un programme. Le découpage en modalités à effectifs égaux est exécuté directement par le programme.

On remplace ainsi le tableau des données brutes par un tableau où les $k(i,j)$ sont des 0 ou des 1 ayant valeur booléenne. Ce type de tableau se prête à l'analyse d'individus à caractéristiques de natures variées.

ANNEXE III

L'analyse factorielle des correspondances.

(BENZECRI, 1973 ; TABET, 1973 ; ROUX C. et ROUX M., 1975).

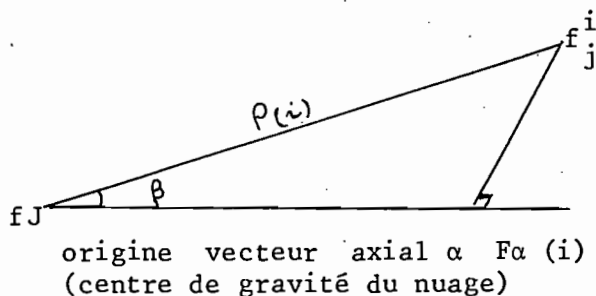
Elle porte sur un tableau de nombres positifs constituant deux ensembles :

- . l'ensemble I des lignes (ici les matériaux de sols),
- . l'ensemble J des colonnes (ici les teneurs des matériaux en différents éléments chimiques).

L'analyse consiste à ramener le nuage des points i, j , situés dans un espace euclidien au système orthonormé de ses axes principaux d'inertie.

A partir de ce tableau, le programme calcule une suite de paires de fonctions ou facteurs $(F_1, G_1), (F_2, G_2), (F_3, G_3) \dots$ etc définies à la fois sur I et sur J. Ainsi, la valeur du premier facteur pour une ligne i est $F_1(i)$ et pour une colonne j , $G_1(j)$.

$F_\alpha(i)$, valeur du facteur de rang α pour la ligne i est la coordonnée du point i sur le vecteur axial ou axe α . Les valeurs des facteurs sont donc des nombres réels algébriques.



La somme des carrés des facteurs de rang α pondérés par les masses f_i des points i du nuage donne la valeur propre ou moment d'inertie principal $\lambda_\alpha = \sum \{ f_i F_\alpha^2(i) \mid i \in I \}$

Pour les colonnes $\lambda_\alpha = \sum \{ f_j G_\alpha^2(j) \mid j \in J \}$

La somme des valeurs propres est égale à la trace ou inertie totale du nuage : $\sum \{ \lambda_\alpha \mid \alpha \in A \} = \sum \{ f_i \rho^2(i) \mid i \in I \} + \sum \{ f_j \rho^2(j) \mid j \in J \}$ ou $\rho(i)$ et $\rho(j)$ sont respectivement les distances des éléments i