MINISTÉRIO DA AGRICULTURA
CENTRO NACIONAL DE ENSINO E PESQUISAS AGRONÔMICAS

1-E-43

BOLETIM

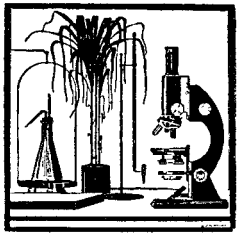
DO

INSTITUTO DE QUÍMICA AGRÍCOLA

N. 13

AS RELAÇÕES ki E kr NO SOLO

ADALGISO GALLOTTI KEHRIG



RIO DE JANEIRO
1 9 4 9

O presente trabalho encerra considerações em torno da importância da relação entre o teôr de sílica e o de alumina bem como da relação entre o teôr de sílica e o de sesquióxidos, relações que permitem base para a classificação dos solos.

O presente boletim constitue mais uma contribuição para os estudiosos da Pedologia.

I.Q.A., dezembro de 1949.

TAYGOARA FLEURY DE AMORIM,
Diretor

PUBLICAÇÕES DO INSTITUTO DE QUÍMICA AGRÍCOLA

MEMÓRIAS

N. 1 — LUIZ FARIA — Acêrca da fiscalização e defesa comercial da manteiga.

N. 2 — LUIZ GURGEL e TAYGOARA FLEURY DE AMORIM — Óleo de pau marfim (*Agonandra brasiliensis*, Miers.).
Dr. MARIO SARAIVA — Matéria gorda do murumuru (*Astrocaryum murumuru*, Mart.).
LUIZ GURGEL e FERNANDO RAMOS — Óleo de andá-açu (*Johannesia princeps*, Vell.).

N. 3 — LUIZ GURGEL — Primeira Contribuição para o Estudo do Mate.

N. 4 — LUIZ GURGEL — Segunda Contribuição para o Estudo do Mate.

N. 5 — Drs. MARIO SARAIVA, ADEMAR LOPES DA CRUZ e CARLOS DEL NEGRO — Contribuição para o estudo dos métodos de Mitscherlich, Wiessmann e Neubauer.

N. 6 — Contribuição para o estudo da região ervateira.

BOLETINS

N. 1 — CARLOS DEL NEGRO — Instruções para Coleta de Amostras de Solo.

N. 2 — CARLOS DEL NEGRO — Investigação Mineralógica dos Solos.

N. 3 — CARLOS DEL NEGRO e LEANDRO VETTORI — Análise Espectrográfica Quantitativa pelo Método da Chama.

N. 4 — LUIZ GURGEL — Caracteres microscópicos da farinha de "macambira" (*Encholirion spectabile*, Mart.).

N. 5 — LUIZ GURGEL — Avaliação das percentagens dos componentes de farinhas mistas.

N. 6 — LUIZ GURGEL — Nova técnica para o estudo das estrias epicuticulares de variedades do mate e seus adulterantes.

N. 7 — LEANDRO VETTORI — Determinação da necessidade de cal dos solos.
ADALGISO GALLOTTI KEHRIG — Doseamento do cálcio em solos.

N. 8 — OSCAR RIBEIRO, ANTENOR MACHADO e MARIA EMILIA SETTE — Estudo dos alcalóides do *Hybanthus biggibosus* Haffler. OSCAR RIBEIRO e ANTENOR MACHADO — Estudo do componente ativo d o*Piper jaborandy* Velloso.

N. 9 — OSCAR RIBEIRO e WALTER B. MORS — Estudo químico da mucilagem das estípulas da imbaúba *Cecropia adenopus* Mart.

N. 10 — OSCAR RIBEIRO e WALTER B. MORS — Determinação de alcalóides totais e quinina em pequenas amostras de casca de Cinchona.

N. 11 — Seção de Solos — Método de Análise de solos.

N. 12 — ADALGISO GALLOTTI KEHRIG e HILDA ALMEIDA DE AGUIAR — Determinação de Sio_2, $Al_2 O_3$ e $Fe_2 O_3$ na terra fina e complexo coloidal do solo.

SUMÁRIO

1.ª PARTE

GENERALIDADES SÔBRE A FORMAÇÃO DE SOLOS

I FATORES DO INTEMPERISMO

A) Clima
B) Rocha mãe ou rocha matriz
C) Ação dos demais fatores.

II AS ROCHAS E OS PRODUTOS DE SUA DESAGREGAÇÃO

A) Decomposição por dissolução
B) Decomposição por oxidação
C) Decomposição por hidrólise
D) Consequências gerais da hidrólise.

1.º Perda da sílica
2.º Desbasificação
3.º Formação de produtos secundários
4.º Resíduos da decomposição.

III ALTERAÇÃO SIALÍTICA E ALÍTICA

A) Alteração sialítica
B) Alteração alítica

IV COMPLEXO COLOIDAL

A) Composição e natureza do colóide mineral

1.º Minerais caoliníticos
2.º Montmorilonitas
3.º Ilita
4.º Minerais acessórios dos colóides do solo.

B) Propriedades do complexo coloidal.

2.ª PARTE

INVESTIGAÇÕES QUÍMICAS NOS SOLOS E RELAÇÕES ki E kr

I AS RELAÇÕES ki E kr NA CARATERIZAÇÃO DOS SOLOS
II AS RELAÇÕES ki E kr NA FERTILIDADE DOS SOLOS

3.ª PARTE

A ANÁLISE QUÍMICA E AS RELAÇÕES ki E kr

I A ANÁLISE QUÍMICA DA TERRA FINA

A) Análise total por fusão da terra fina
B) Ácidos no ataque da terra fina.

1.º Método de K.K. Gedroiz
2.º Método oficial do Instituto Prussiano de Geologia
3.º Método de Hilgard
4.º Método de J. M. Van Bemmelen
5.º Método Oficial da Soc. Intern. de Ciência do Solo
6.º Método empregado no I.Q.A. de 1930 a 1935
7.º Métodos do I.Q.A. n.º 24.10 e 25.10
8.º Método do Instituto Agronômico de Campinas
9.º Método do Instituto Pedológico do Baixo Reno.

C) Crítica sôbre os métodos
D) Método 25.13 na análise da terra fina.

II DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

III ANÁLISE MECÂNICA COMPARADA COM O ATAQUE SULFÚRICO

IV SEPARAÇÃO E ANÁLISE DO COMPLEXO COLOIDAL

A) Separação do complexo coloidal

1.º Natureza do dispergente
2.º Diâmetro das partículas

B) Análise química do complexo coloidal

1.º Método dos três ácidos
2.º Fusão com carbonato de sódio — Método 29.10
3.º Ataque do complexo pelo H_2SO_4 de D = 1,47 — Método 29.11.

V CONFRONTO DE RESULTADOS

A) Comparação das relações obtidas pelas análises dos colóides mediante fusão (29.10) e método 29.11.
B) Os valores de ki na terra fina e no colóide
C) Os valores de kr na terra fina e no colóide

Considerações finais

BIBLIOGRAFIA.

AS RELAÇÕES ki E kr NO SOLO *

1.ª PARTE

GENERALIDADES SÔBRE A FORMAÇÃO DOS SOLOS

I FATORES DO INTEMPERISMO

Após os períodos de convulsões internas violentas em que os vulcões abalaram tôda a terra, surgiram as rochas eruptivas, resultantes do resfriamento do magma, podendo se apontar como principais: Granito, Sienito, Diorito, Gabro, Basalto etc....

A ação dos fatores do intemperismo sôbre estas deu origem às rochas sedimentares que podem compreender os estádios de deposição, cimentação e recristalização do material destruido e fragmentado das rochas eruptivas. Os mais importantes representantes das rochas sedimentares são: Gneiss, Anfibolito, Xistos, Rochas silico-calcáreas e silico-magnesianas.

Quer as rochas eruptivas, quer as rochas sedimentares uma vez formadas, quando expostas a ação constante dos fatores edáficos, transformaram-se não só quanto a morfologia, mas principalmente em relação aos caracteristicos químicos, tendo-se originado assim os primeiros solos. O estudo da gênese procura investigar no solo atual qual a natureza do processo de formação, problema êste muito complexo porque sendo o solo um sistema dinâmico, é influenciado no decorrer dos séculos, não raras vêzes, em sentidos diversos por fôrça das flutuações verificadas nas condições do meio.

Casos extremos têm sido observados quando a retrogradação faz com que o solo se transforme novamente em rocha.

Rocha original ——→ Solo ——→ Rocha

---

* Trabalho apresentado a 5.ª Comissão da 2.ª Reunião da Soc. Br. de Ciência do Solo, realizada em Julho de 1949, em Campinas.

Mais frequentes são os casos em que modificações das condições ambientes determinam a evolução de um tipo de solo, para outro.

Os fatores edáficos ou do intemperismo que intervem diretamente na formação dos solos podem ser resumidos nos títulos seguintes:

Clima
Natureza das rochas originais (rocha mãe ou rocha matriz)
Organismos vegetais e animais
Topografia
Tempo

Não vamos passar em revista a intervenção de cada fator em seus pormenores, por ser assunto de um tratado de pedologia, mas somos forçados a pequenas referências relacionadas com o desenvolvimento do presente trabalho.

A) Clima

A ação do clima tem sido das mais analisadas e serviu de base à criação da escola russa, chefiada em início por Dokuchaiev e continuada por Sibirtzev e Glinka. E' clássica a afirmação dos mesmos: partindo-se de rochas-mãe diferentes, chega-se a formação do mesmo tipo de solo desde que o clima seja idêntico, ou em outras palavras, uma mesma rocha pode dar origem a vários tipos de solo, dependendo a formação das condições ambientes, particularmente do clima. Como exemplo temos encontrado nos grandes tratadistas, ser possível a formação de solos lateríticos a partir de granitos, gneiss, micaxistos, basalto e até de rochas calcáreas. A última possibilidade é citada por Erhart que encontrou argila laterítica em Madagascar provindo de calcáreos metamórficos acompanhados naturalmente de outras rochas.

A tabela abaixo, evidencia o fato de uma mesma rocha, determinar a formação de solos completamente diversos.

	Dolerito Formando solo argiloso		Dolerito Formando solo laterítico	
	Rocha mãe	solo	Rocha mãe	solo
SiO_2	49,3	47,0	50,4	0,7
Al_2O_3	17,4	18,5	22,3	50,5
Fe_2O_3	2,7	14,6	9,9	23,4
Bases	19,2	9,5	12,6	traços

Ao se abordar o estudo de um perfil levamos em conta o clima atual, quando não resta dúvida ter sido o mesmo diverso nos pri-

mórdios da sua gênese, fato êsse admissível como consequência da teoria de que, em eras passadas, verificou-se uma mudança de posição dos polos da terra. Em outras palavras desejamos ressaltar que, ao se investigar a formação de um solo, podemos encontrar um tipo não justificado em face das condições climáticas atuais, mas é muito provável ter sido originado há séculos, num período em que a região apresentava clima favorável à gênese observada.

Merece destaque a grande interdependência existente entre os fatores de formação como sejam clima e vegetação e também entre a rocha mãe e a vegetação.

No que diz respeito ao clima, êste não pode ser definido geogràficamente pela latitude e longitude, mas intervem no intemperismo o clima pedológico dependente das condições locais tais como vegetação e topografia.

B) Rocha mãe ou Rocha matriz

Ainda que rochas diferentes, sob as mesmas condições, possam dar origem a um certo tipo de solo, não resta dúvida que os caracteres culturais dos solos, variam segundo a natureza da rocha que lhes serviu de base para a formação. A razão se estriba no fato da maior parte dos solos conservar uma quantidade maior ou menor de minerais não alterados e próprios a cada rocha, dos quais depende a reserva alimentar. Assim uma laterita formada a custa de gneiss, rico em quartzo, é mais pobre do que se originária de um basalto, destituido de quartzo.

Os estudos de Jensen sôbre os solos da Austrália, oriundos de diversas rochas, revelaram a influência das mesmas quanto aos teores de CaO, P_2O_5 e K_2O, para uma dada região. Os dados representam valores médios de análises de extratos clorídricos de solos formados sôbre granito e basalto.

Região	CaO %		P_2O_5		K_2O	
	Solo gran.	Solo basalt	Solo gran.	Solo basalt	Solo gran.	Solo basalt
Planaltos do sul	0,125	0,306	0,100	0,226	0,122	0,273
Planaltos do oeste central	0,135	0,262	0,105	0,170	0,113	0,115
Planaltos do norte	0,211	0,241	0,104	0,192	0,159	0,122

C) Ação dos demais fatores

Convém destacar ainda as influências locais causadas pela topografia e presença de organismos, que atuando num mesmo clima e sôbre a mesma rocha mãe formam solos diversos como aqueles observados nas encostas e morros.

Entre os organismos que interferem no intemperismo salienta-se a vegetação, que por sua vez depende das condições climáticas, da rocha mãe e da topografia.

A ação sôbre as rochas eruptivas e sedimentares é iniciada pelos vegetais inferiores, algas, cogumelos e líquens que intervém pelas raízes localizadas nas pequenas fendas. Somente após o aparecimento dos primeiros produtos de desagregação, surgem os vegetais de porte médio seguidos muito posteriormente pelas árvores quando as condições do solo recém-formado o permitirem.

A flora sucede-se na dependência das várias etapas de formação que resumimos

Rocha mãe — Material alterado — Solo prematuro — Solo maduro

II AS ROCHAS E OS PRODUTOS DE SUA DESAGREGAÇÃO

As rochas que dão origem aos solos apresentam grande predomínio de silicatos complexos de alumínio acompanhado principalmente por magnésio, cálcio, sódio, potássio e ferro. E' comum ainda nas rochas a presença de titânio, manganês, fósforo e enxofre.

O granito, que é uma das rochas mais espalhadas na superfície da terra, contém cêrca de 60 % de feldspatos, 5-10 % de mica, sendo o restante quartzo.

A composição das rochas abaixo dá uma idéia da percentagem dos seus constituintes, essenciais na formação do solo.

	Granito	*Basalto*	*Gneiss*
SiO_2	69.33	52.13	60.69
Al_2O_3	14.33	13.06	16.89
Fe_2O_3	4.00	10.02	9.06
CaO	3.21	9.47	4.44
MgO	2.44	5.95	1.06
Na_2O	2.70	2.61	2.82
K_2O	2.67	0.89	4.25
P_2O_5	0.10	0.25	0.25

Os principais minerais componentes da crosta terrestre são:

Feldspatos	57,8 %
Anfibólios e Piroxênios	16,0
Quartzo	12,7
Micas	3,6

Os minerais que formam as rochas pertencem a dois grupos: os que não são alterados pelo intemperismo ou o são dificilmente, e os que se transformam químicamente.

Dentre os primeiros, dependendo da natureza da rocha matriz, citam-se o quartzo, a turmalina, a zirconita, o rutilo, o espinélio, a muscovita (mica potássica). Ao segundo grupo pertencem os feldspatos, a biotita (mica magnesiana), a hornblenda, os piroxênios, carbonatos e outros.

Quanto ao mecanismo das alterações sofridas pelos minerais das rochas, podemos registrar principalmente dois tipos: a desagregação física que fragmenta e a decomposição química que atua sôbre certos componentes das rochas e sôbre os resíduos orgânicos de origem vegetal e animal.

No que diz respeito à ação biológica, muito citada, notamos constar a mesma de transformações químicas complexas, dependentes dos organismos vivos vegetais e animais, tendo extraordinária importância na formação do humus.

Deixamos de lado a análise dos processos físicos para comentar as alterações químicas que se processam de vários modos.

A) DECOMPOSIÇÃO POR DISSOLUÇÃO

Ocorre acentuadamente nas rochas calcáreas, magnesianas e onde há gipsita, as quais se mostram solúveis em grau variável sob a ação da água contendo gás carbônico.

B) DECOMPOSIÇÃO POR OXIDAÇÃO

Manifesta-se apenas nas rochas em que existe ferro no mínimo e manganês, os quais facilmente sofrem a ação do oxigênio úmido resultando óxidos e hidróxidos.

A oxidação é observável na abertura de uma trincheira onde os horizontes inferiores esverdeados ou azulados no momento de serem descobertos, escurecem rapidamente pela exposição ao ar.

C) DECOMPOSIÇÃO POR HIDRÓLISE

Os dois casos antes assinalados são restritos a poucas rochas ao passo que o processo acima abrange a maioria das rochas componentes da terra como sejam granitos, basaltos, gneiss...

Admite-se que a etapa inicial da decomposição das rochas deve-se à hidrólise dos silicatos, determinada pela ação dos ions da água H^+ e OH^-, cujo número é acentuadamente influenciado pela temperatura, o que explica a intensidade das alterações nos trópicos. A presença dos ions hidrogênio (H^+) em maior número que ions oxidrilas (OH^-) é causada pela dissociação dos ácidos carbônico e húmicos.

O primeiro, mesmo não sendo a água saturada, faz baixar seu pH até 5, enquanto os ácidos húmicos resultantes das transformações de resíduos orgânicos podem dar pH em torno de 3.

A mais simples interpretação da complexa decomposição dos minerais na fase inicial, admite a substituição dos *metais alcalinos* e *alcalino-terrosos* pelo cation hidrogênio.

No caso de um feldspato o esquema do fenômeno é:

$$\text{Mineral} \begin{matrix} \diagup \text{K} \\ \diagdown \text{K} \end{matrix} + 2\,\text{H O H} \rightarrow \text{Mineral} \begin{matrix} \diagup \text{H} \\ \diagdown \text{H} \end{matrix} + 2\text{KOH}$$

Resultam ácidos alumino silícicos e ferro-silícicos acompanhados dos hidróxidos dos metais deslocados.

As alterações atingem então os dois ácidos citados que sendo instaveis, se desdobram em suspensão coloidal de hidróxidos de ferro, alumínio e também ácido silícico, notando-se sempre hidratação dos mesmos.

Os colóides citados podem evoluir, resultando: mútuas precipitações com aparecimento de gels, produtos de composição não bem definida e também compostos cristalinos; dependendo das cargas elétricas dos colóides presentes, dos electrólitos e dos derivados húmicos.

As bases alcalinas e alcalino-terrosas são facilmente deslocadas pela água de percolação, por serem solúveis mas ocorre sempre uma adsorção das mesmas pelos colóides, em grau variável.

As hipóteses formuladas sôbre a marcha das transformações são muito variadas e discutidas, dependendo diretamente dos fatores de formação do solo antes enumerados.

D) CONSEQÊNCIAS GERAIS DA HIDRÓLISE

Após as observações antes anotadas podemos deduzir algumas conseqüências, decorrentes do ataque dos minerais das rochas.

1) *Perda de sílica.*

Uma vez rompido o núcleo do silicato primário, a formação de ácido silícico ocorre em presença de bases e dá-se a remoção parcial ou quasi total dos silicatos alcalinos e alcalino terrosos pelas águas de percolação.

A intensidade do fenômeno varia de acôrdo com o regime de chuvas e com as condições físico-químicas do meio.

2) *Desbasificação.*

Em virtude da solubilidade dos compostos de Na, K, Ca e Mg dá-se na grande maioria dos casos uma perda em grau variável das citadas bases. Excetuam-se as regiões áridas e semi-áridas onde se dá acumulação de sais, originando solos salinos e alcalinos.

3) *Formação de produtos secundários.*

Ainda que a marcha de sua formação seja muito controvertida é incontestavel que a hidrólise, posteriormente, é sempre seguida de fenômenos bastante complicados que dão origem a vários produtos secundários muitos dêles de grande significação.

a) Minerais cristalinos

Caolinita	$Al_2O_3\ 2\ SiO_2\ 2\ H_2O$
Haloisita	$Al_2O_3\ 2\ SiO_2\ 4\ H_2O$
Montmorilonita	$Al_2\ Si_4\ O_{10}\ (OH)_2\ nH_2O$
Bentonita	$Mg_3Si_4O_{10}\ (HO)_2\ nH_2O$

Nontronita	$Fe_2Si_4O_{10}\ (OH)_2\ nH_2O$
Ilita	$2\ K_2O\ 3R'O\ 8R''_2O_3\ 24SiO_2\ 12H_2O$
Hidrargilita	ou gibsita $Al\ (OH)_3$
Goetita	$Fe\ O\ (OH)$ e Hematita Fe_2O_3
Calcedônea	$Si\ O_2$

b) Produtos não cristalinos

Opala
Gel de hidróxido de ferro
Gel de sílica e Gel de sílica-alumina

4) *Resíduos da decomposição.*

Representam os minerais da rocha que permanecem no solo sem alteração, tais como quartzo, turmalina, zirconita muscovita.

III ALTERAÇÕES SIALÍTICA E ALÍTICA

Analisando a intensidade do intemperismo sôbre os minerais espalhados na superfície do globo terrestre podemos destacar duas grandes categorias de alterações.

A) ALTERAÇÃO SIALÍTICA

A expressão deve-se a HARRASSOWITZ e designa o processo de intemperismo que conduziu à formação de solos onde ainda encontramos como produtos da decomposição dos minerais, silicatos de alumínio hidratados com uma percentagem mais ou menos regular de bases.

No caso em aprêço, os minerais primários (silicatos) em virtude da hidrólise, como assinalamos, são destruidos, resultando produtos de composição mais simples porém ainda sob forma de silicatos.

O estudo da fração coloidal pelos raios X mostrou nela a existência de 4 grupos de minerais, já identificados e em forma de silicatos (pág. 21), predominando na alteração sialítica.

ERHART designa a alteração sialítica por argilosa, denominação imprópria por lembrar o termo *argila*, quando se tem em vista precisar a natureza do ataque químico dos minerais e não indicar a formação de argila que correntemente tem duplo significado.

B) ALTERAÇÃO ALÍTICA

Designa o processo de intemperismo no qual os silicatos complexos, em virtude da intensidade dos fatores, são desdobrados em sílica e hidróxidos de alumínio e ferro. Dá-se assim a ruptura do núcleo do silicato com arrastamento da sílica e bases pelas águas de percolação e acumulação, na camada superior do solo, dos óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro hidratados. A sílica encontrada nas formações alíticas é principalmente o quartzo das rochas primárias, acompanhado às vezes por opala e calcedônea como minerais secundários.

Inclue a alteração alítica tanto a lateritização como a formação de bauxita. A lateritização não significa a formação exclusiva da laterita mas abrange as alterações alíticas onde a alumina é acompanhada por óxido e hidróxido férrico como é observado nas lateritas e solos lateríticos. Nestes tipos de solos aparece no horizonte superior a alumina trihidratada amorfa ou cristalina, esta com o nome de hidrargilita (gibsita) $Al_2O_3\ 3H_2O$ ou $Al\ (OH)_3$ sempre acompanhada de óxido e hidróxido de ferro por conta dos quais depende a sua coloração vermelha. Entre os minerais de ferro citados como possíveis temos limonita, turgita, goetita e ainda hematita si bem que autores como JOFFE façam restrições quanto à existência em forma definida dos mesmos.

Em virtude do teor em Fe_2O_3 ser alto nas lateritas, havendo condições próprias, dá-se a formação no horizonte superior de uma crosta de óxido férrico hidratado, em geral acompanhada de alumina, recebendo os nomes de ortstein, pan, hard-pan, perdigon etc. A presença da crosta ferruginosa no perfil é invocada por PENDLETON e outros como essencial na caracterização de uma verdadeira *laterita*, admitindo ainda nos solos lateríticos a presença de um horizonte no qual se perceba uma crosta incipiente ou não madura.

Merece destaque registrar a existência de concreções ferruginosas também em solos sialíticos como o podsol onde situa-se sempre no horizonte B.

Na formação da bauxita, também conhecida como bauxita laterita, interfere uma rocha matriz pobre em ferro de modo a se ter completa predominância de hidróxido de alumínio coloidal ou amorfo. E' um caso raro e de menor interêsse no estudo de solos.

A alteração alítica (HARRASSOWITZ) é denominada por ERHART de laterítica.

As formações sialítica e alítica apresentam extensas variações quanto à intensidade da alteração, daí a possibilidade de dois ou mais solos sialíticos muito diversos.

IV COMPLEXO COLOIDAL

Após uma infindavel série de transformações complexas da parte mineral sempre influenciadas pelas não menos complexas alterações bioquímicas da parte orgânica, chega-se, no decorrer de séculos, à formação do solo. Ocorre caracterizar no solo formado por partículas de natureza a mais variada e de dimensões diversas qual a parte de interêsse para a vida vegetal ou seja aquela responsavel pelos fenômenos ligados ao desenvolvimento da flora. E' ponto pacífico entre os pedologistas considerar-se o *complexo coloidal* como a fração da qual depende o dinamismo do solo em relação às plantas.

O complexo coloidal compreende o conjunto de substâncias minerais e orgânicas (compostos húmicos) cujas partículas têm diâmetro inferior a 0,001 mm. E' um limite geralmente aceito, podendo oscilar segundo os autores e atingir 0,0014 mm. Na análise mecânica, segundo o método internacional, adota-se a escala de ATTERBERG onde a *fração argila* abrange as partículas minerais de diâmetro inferior a 0,002 mm, fazendo parte desta fração o complexo coloidal mineral. E' aceitavel a idéia de se confundir a fração argila, acima definida, com o complexo coloidal mineral sem que disto decorram erros apreciaveis. O mesmo não se pode fazer quando a fração argila corresponde a partículas menores de 0,005 mm como aceitam alguns pesquisadores.

A) COMPOSIÇÃO E NATUREZA DO COLÓIDE MINERAL

A composição química e identificação dos componentes do complexo coloidal mineral tem ocupado nos últimos 30 anos um grande número de investigadores com o fito de trazer novas luzes sôbre a sua natureza. Apresentamos na tabela abaixo os resultados da análise completa de uma argila de solo brasileiro, correspondendo a fração menor de 0,002 mm e retirada do aparelho de KOETTEGEN após uma sedimentação de 3 h 45 minutos; também acompanham dados sôbre colóides minerais extraídos de "Soils" (ROBINSON) e do Soil Science 29-1930 (HENDRICKS AND FRY), selecionados de 80 análises completas referentes aos vários tipos de solos dos Estados Unidos.

	I	II a	II b	III	IV	V	VI
P. rubro	17.65	16.67	18.00	9.86	10.93	16.47	23.74
SiO_2	40.45	33.95	31.84	10.19	51.34	45.93	21.10
Al_2O_3	31.67	36.06	38.28	15.84	22.61	21.72	47.07
Fe_2O_3	7.18	11.02	10.04	62.51	8.79	8.94	7.76
TiO_2	1.00	0.62	0.53	—	0.51	0.48	0.29
MnO	0.03	0.15	0.14	—	—	0.07	0.12
CaO	0.30	0.31	0.35	0.23	1.41	1.19	0.22
MgO	0.25	0.40	0.23	0.05	2.48	2.01	0.68
K_2O	0.61	0.56	0.46	traços	—	2.28	0.27
Na_2O	0.16	0.44	0.28	traços	—	0.21	0.01
P_2O_5	0.16	0.25	0.11	—	—	0.46	0.93
C	—	1.31	0.84	—	2.02	4.96	1.54
ki	2.17	1.60	1.41	1.09	3.86	3.59	0.76
kr	1.90	1.34	1.20	0.31	3.07	2.82	0.68

— Significa não dosado
I Perfil RJ 157, Brasil, 460-513 cm. Argila < 0,002 mm
II *a*) Cecil, Georgia, U.S.A., 0-23 cm. Ultra argila < 0,3 micron
II *b*) Cecil, Georgia, U.S.A., 23-46 cm. argila < 0,3 micron
III Nipe, Cuba, 0-30 cm. Argila < 0,001 mm
IV Sharkey, Miss., U.S.A., 0-10 cm. Argila < 0,001 mm
V Marshall, Neb., U.S.A., 0-36 cm. Ultra argila < 0,3 micron
VI Chester, Cecil, County, U.S.A., 76-152 cm. Argila < 0,001 mm
ki e kr são índices cujo significado é apresentado na página 28

A observação dos dados na tabela exposta e nas fontes citadas mostra a grande variação dos três componentes preponderantes: SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3, no colóide mineral do solo.

SiO_2	variando	de	10 %	a	51 %
Al_2O_3	"	"	15 %	a	47 %
Fe_2O_3	"	"	5 %	a	16 %

Os demais constituintes entram em pequena proporção, sendo esta muito variavel, de acôrdo com a natureza do colóide. Fixamos os limites extremos encontrados nos casos comuns.

CaO	variando	de	0,2	a	2 %
MgO	"	"	0,4	a	3,5 %
Na_2O	"	"	0,01	a	1 %
K_2O	"	"	0,2	a	3 %
TiO_2	"	"	0,3	a	1,5 %

E' digno de nota o acentuado predomínio das bases MgO e K_2O em relação a CaO e Na_2O respectivamente. De 80 colóides analisados em apenas 8 amostras o CaO é pouco maior do que MgO. Quanto ao K_2O, é muito maior do que Na_2O em 79 das amostras observadas.

Representa o colóide mineral um dos componentes do solo, que juntamente com o colóide orgânico forma a sua parte principal, cuja importância foi focalizada já em 1852 por J. T. WAY. Poucos progressos se notaram no seu estudo até o advento das idéias de VAN BEMMELEN espalhadas em torno de 1888. Segundo VAN BEMMELEN, os produtos do intemperismo responsaveis pelas propriedades do solo consistiam de duas frações, o *complexo A* solúvel em ácido clorídrico concentrado e quente, com uma relação molecular SiO_2/Al_2O_3 variando de 3 a 6 e o *complexo B* solúvel apenas no ácido sulfúrico concentrado e quente, com uma relação molecular SiO_2/Al_2O_3 variando de 2 a 3. O complexo *A* é formado por compostos de composição indefinida e não por silicatos quimicamente definidos; por conta dêle correm as *propriedades adsortivas do solo*.

STREMME e outros chegaram a afirmar em 1910 que, especialmente o complexo A, era uma irregular mistura de gels de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3. Tal hipótese foi posta à margem após um trabalho de R. BRADFIELD (Journ. Amer. Soc. Agronomy, 1925).

Tendo êste autor misturado os hidróxidos de alumínio, férrico e ácido silícico em forma coloidal, nas mesmas proporções em que são encontrados em um colóide natural de solo (partículas menores de 0,1 micron), submeteu ambos os produtos, natural e artificial, à ação do ácido clorídrico de diversos títulos tais como, concentrado, 5 %, 0,13 N e também à ação do hidróxido de sódio 0,13 N e 1 %. Concluiu que o colóide artificial é muito diverso do natural quanto às propriedades, devendo êste ser formado por silicato de alumínio.

O *complexo B*, ou seja, a fração solúvel em ácido sulfúrico concentrado é formado por silicatos complexos semelhantes ao caolin e muito menos ativos que os do complexo A.

Um ponto a destacar na hipótese de VAN BEMMELEN é o fato do mesmo não considerar o ferro como integrante do próprio complexo, aceitando apenas a presença de óxido férrico. As teorias atuais admitem a existência já comprovada da nontronita acompanhada de óxido férrico livre.

Os zeolitos de longa data são citados como os componentes do solo por conta dos quais correm as propriedades adsortivas.

Não resta dúvida quanto à existência de zeolitos artificiais, permutita e de zeolitos naturais tais como analcita, natrolita... todos êles dotados da capacidade de permutar ou trocar bases. Em virtude desta propriedade que também é típica para os solos, julgaram os tratadistas que nestes deviam ser encontrados os zeolitos, isto é, silicatos de alumínio hidratados dos quais não se conheciam formas cristalinas macroscópicas, mas sempre solúveis no ácido clorídrico. Desde a aplicação dos raios X no estudo dos cristais mesmo em forma micro como são aqueles encontrados no colóide mineral dos solos, nesta fração não foram identificados os zeolitos.

O emprego dos raios X no estudo da fração argila generalizou-se de 1928 para cá com os primeiros estudos de C. S. Ross (First. Int. Cong. Soil Science 1928) e atualmente é ponto pacífico considerar-se o colóide mineral do solo como sendo formado principalmente por formas microcristalinas, na sua maioria, bem identificadas e isoladas. Restam ainda dúvidas quanto à fórmula química de certos cristais em vista da dificuldade de obtenção dos mesmos em elevado grau de pureza. Os minerais da argila (como são chamados em conjunto) que são os constituintes comuns do colóide dos solos podem ser divididos em 4 grupos (Soil Sci. 1939, Vol. 48).

1.º *Minerais caoliníticos*

Corresponde-lhes a fórmula básica

$$Al_2\ Si_2\ O_5\ (OH)_4 \text{ ou } Al_2O_3 .\ 2\ SiO_2 .\ 2\ H_2O$$

Encontram-se no solo as variedades: *caolinita, haloisita* e *metahaloisita*.

Para se ter idéia da composição química dêstes minerais observar a tabela abaixo.

	Caolinita			*Haloisita*
	1	2	3	4
SiO_2	44.92	44.70	44.88	44.08
Al_2O_3	40.22	38.64	39.80	39.20
Fe_2O_3	0.54	0.96	1.18	0.10
CaO	0.08	0.24	—	nihil
MgO	0.14	0.08	—	0.05
K_2O	—	0.14	—	—
Na_2O	—	0.62	—	0.20
P. rubro	14.30	14.52	13.93	16.18
ki	1.898	1.967	1.92	1.912

1 e 2 caolinita do U.S.A. Citada em Soil Sci. 1930, Vol. 29
3 " Alemã, analisada no I.Q.A.
4 haloisita do U.S.A. citada em Soil Sci. 1930, Vol. 29

Quanto à capacidade de troca de bases, ainda que se encontrem divergências em relação ao seu valor numérico, os autores, na grande maioria, concordam em aceitar uma permuta de bases pequena em relação aos dois grupos seguintes, pois admitem ser de 10 ME por 100 g como registra Soil Science Society of America Procedings 1940. W. P. KELLEY em Transaction of III Int. Cong. of Soil Sci. 1935 afirma ter verificado para a caolinita em estado de extrema finura uma permuta de 75 M.E. por 100 g.

2.º *Montmorilonitas*

A fórmula básica da montmorilonita é $Al_2Si_4O_{10}$ $(OH)_2$ nH_2O ou Al_2O_3 $4SiO_4$ H_2O. nH_2O encontrando-se no solo as variedades: *montmorilonita, bentonita, nontronita* e *beidelita*.

As variedades deduzem-se da fórmula fundamental por substituição do Al por Fe ou Mg, sendo possível segundo alguns autores a presença de Ca.

Assim a bentonita é representada por: Mg_3 Si_4O_{10} $(OH)_2$ nH_2O e a nontronita por Fe_2 Si_4O_{10} $(OH)_2$ nH_2O.

	I Montmorilonita	*II Bentonita*	*III Beidelita*	*IV Beidelita*
SiO_2	47.80	49.56	47.28	46.06
Al_2O_3	22.18	15.08	20.27	12.22
Fe_2O_3	1.78	3.44	8.68	18.54
FeO	—	—	—	0.28
MgO	4.29	7.84	0.70	1.62
CaO	1.41	1.08	2.75	1.66
Na_2O	0.40	—	0.97	—
K_2O	2.06	—	tr	—
TiO_2	—	0.40	—	0.84
MnO	—	0.01	—	—
P. rubro	20.47	22.96	19.72	17.26
ki	3.66	5.59	3.97	—

I Montmorilonita de Kutna Hora, Boemia — Citada em "Mineralogical Magazine", 1948, pg. 370.

II Bentonita da Calif., U.S.A. — Citada em Soil Sc., 1930, Vol. 29.

III Beidelita do Color., U.S.A. — Citada em Soil Sc., 1930, Vol. 29.

IV Beidelita rica em Fe, U.S.A. — Citada em Soil Sc., 1930, Vol. 29.

Os minerais dêste grupo são os dotados da maior capacidade adsortiva em relação às bases, sendo os valores apresentados em Soil Sci. Soc. of America Procedings 1940 para:

Bentonita	de 80-103 M.E. por 100 g
Montmorilonita	de 80-120 M.E. por 100 g
Nontronita	de 92 M.E. por 100 g

3.º *Ilita*

E' o mais recente dos grupos, tendo sido denominada de ordovician-bentonita por HENDRICKS-FRY e correntemente citada como hidromica.

O grupo contém minerais derivados das micas e semelhantes a estas, atribuindo-se ao grupo da ilita a fórmula geral

$$2\ K_2O\ 3R'O\ 8\ R_2O_3\ 24\ SiO_2\ 12H_2O$$

	I	II		I	II
SiO_2	55.27	45.65	Na_2O	tr	0.51
Al_2O_3	20.73	25.05	K_2O	6.21	6.50
Fe_2O_3	2.18	5.41	TiO_2	0.30	1.95
FeO	0.41	—	P. Rubro	11.37	9.11
MgO	3.82	3.40	ki	4.53	3.10
CaO	tr	1.59			

I Ordovician-bentonita, U.S.A. — Citada em Soil Sci — 1930, Vol. 29.

II Ilita de Pennsylv., U.S.A. — Citada em "Mineralogical Magazine", 1948.

A capacidade adsortiva em relação às bases varia de 10 a 33 M.E. por 100 g.

4.º *Minerais acessórios dos colóides dos solos*

Aparecem ainda no colóide mineral dos solos vários minerais e substâncias cristalizadas e amorfas, citando-se como principais:

Óxidos de ferro e alumínio	Diasporo $AlO(OH)$
Hidróxidos de ferro e alumínio	Gibsita ou hidrargilita $Al(OH)_3$
Hematita Fe_2O_3	Bauxita $Al_2O_3\ nH_2O$
Goetita $FeO(OH)$	Quartzo SiO_2
Compostos de titânio	Sílica amorfa

Convém frizar a *presença de quartzo* na grande maioria de amostras de colóides, predominando na fração de 2 a 0,2 micron onde pode atingir 50 % dos minerais da argila. Na fração abaixo desta também se encontra quartzo, porém em percentagem inferior a 5 % .

Outro ponto a destacar é a ausência dos minerais primários, *feldspatos* e *micas*, nas frações menores de 1 micron, fato êsse comprovado por muitos pesquisadores nos últimos anos, concorrendo essa observação para que se considere colóide do solo a fração abaixo de 1 micron.

B) PROPRIEDADES DO COMPLEXO COLOIDAL

O estado coloidal é conhecido por manifestar algumas propriedades acentuadamente relacionadas com a vida vegetal e das quais depende o valor do solo.

Resumimos algumas propriedades do complexo:

1.º Dêle depende o problema da água no solo, em virtude da elevada capacidade de retê-la por embibição.

2.º Apresenta plasticidade quando contém água.

3.º Confere coesão às partículas maiores do solo.

4.º Imprime a possibilidade de floculação e peptização ao solo, na dependência dos electrólitos presentes.

5.º E' a séde das mais importantes reações que se processam no solo e em especial é a fração responsavel pela adsorção e consequentemente pela permuta ou troca de bases (cations) e também de anions, atendendo o seu carater anfótero.

No complexo coloidal do solo a matéria orgânica é mais ativa do que a fração mineral tanto que a capacidade adsortiva para as bases segundo S. MATTSON varia para o colóide mineral de 16,4 até 110,2 M.E. por 100 g de colóide; enquanto para o humus oscila entre 250 a 450 M.E. por 100 g de humus.

São conhecidas fórmulas para calcular as bases totais S em função da argila K e do carbono total Ct como por exemplo:

$$S = 0{,}57\ K + 4{,}55\ Ct$$

Para muitos *solos brasileiros* não conseguimos concordância entre o valor calculado e o determinado experimentalmente. O mesmo fato indica JOFFE (Pedology, pg. 200), W. P. KELLEY e outros (Soil Sci. 48 1939). No entanto ROBINSON (Soils, pg. 110) cita autores que têm encontrado valores concordantes.

Tais fórmulas não podem ter caráter geral, isto é, aplicaveis a qualquer solo pois:

a) Não levam em conta a natureza do colóide quando já assinalamos antes que havendo predominância do grupo montmorilonita a permuta de bases é maior.

b) Depende a troca de bases das *dimensões* dos *colóides considerados*. Assim os estudos de R. COLEMAN e M. L. JACKSON (Soil Sc. Society of America Proceedings 1946) revelaram:

	% do valor S atribuida as várias frações		
Houston clayloam	*Limo*	*Argila grosseira*	*Argila fina*
Horizonte A	3	7	90
" B	3	7	90
" C	2	8	90
Grenada silt loam	*Limo*	*Argila grosseira*	*Argila fina*
Horizonte A	16	30	54
" B	16	22	61
" C	18	21	61

Argila grosseira é a fração de 2 a 0,2 micron.
Argila fina é a fração menor de 0,2 micron.

2.ª PARTE

INVESTIGAÇÃO QUÍMICA NOS SOLOS E RELAÇÕES ki E kr

I AS RELAÇÕES ki E kr NA CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

Ao abordar o estudo de um solo sob o ponto de vista da sua formação, os pedologistas concordam em que só tem valor o perfil completo, devendo para isso o corte vertical atingir, sempre que possível, o horizonte C ou seja a rocha alterada, notando-se que alguns chamam de horizonte C à própria rocha mãe. Quanto ao número de verdadeiros horizontes a tarefa se torna bem difícil e exige muita experiência do observador, devendo-se evitar a retirada de um excesso de camadas que não representariam horizontes e seriam apenas seções do perfil.

Deixando de lado as observações feitas no local, que são de grande importância, passemos a encarar as amostras no laboratório onde devem ser submetidas a análise química. Para isto as amostras grosseiras de cada seção são sêcas ao ar e submetidas à divisão mecânica que separa, segundo o método do I.Q.A., calhaus, cascalho e *terra fina*.

Terra fina é aquela que após sêca ao ar e uma vez desfeitos os grumos com rolo de madeira, evitando-se triturar as pedras, passa através da peneira de 2 mm de diâmetro. Infelizmente aquí já começam as primeiras divergências quanto ao *limite máximo* das dimensões da terra fina que, para os pedologistas britânicos, era 3 mm, para os russos 1 mm e para os americanos 1 mm e 2 mm. A maioria dos pesquisadores atualmente emprega o diâmetro *2 mm* recomendado pela Sociedade Internacional de Ciência do Solo, o que não evita as dificuldades encontradas ao se estudar a bibliografia, pois ignora-se sôbre que fração versam os dados. E' na terra fina que são realizadas várias determinações físicas, mecânicas e químicas.

A nossa finalidade principal é focalizar as determinações de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 das quais depende o estabelecimento dos índices ki e kr. E' também assunto fora de dúvida que as cifras absolutas da análise do perfil não revelam sempre com clareza o sentido das alterações por que passam as rochas como se pode observar no exemplo dado por HARRASSOVITZ.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	ki
Granito fresco	74,4	14,0	0,95	3,2	5,1	9,0
Granito alterado	76,7	21,2	0,5	0,5		6,1

E' evidente, olhando-se as percentagens absolutas, ter havido uma *desbasificação* e um *enriquecimento* de *alumina* e *sílica*. No entanto, os valores de ki são para o primeiro 9,0 e para o segundo 6,1 o que revela ter se processado uma *eliminação* de sílica em relação ao alumínio acumulado com destruição parcial do feldspato.

A observação do comportamento dos silicatos de alumínio acompanhado por outros elementos, aliás os mais comuns componentes da crosta terrestre, é facilmente verificada pelos índices creados por HARRASSOVITZ, *ki* e *ba* em cujo cálculo entram sempre as proporções moleculares.

$$ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \quad \text{que se calcula} \quad ki = \frac{SiO_2\ \%}{Al_2O_3\ \%} \times 1{,}7$$

$$ba = \frac{CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

MARBUT designa *ki* pelo símbolo *sa*.

Estabeleceu ainda HARRASSOVITZ os índices de intemperismo K e B.

$$K = \frac{ki \quad \text{na rocha alterada}}{kr \quad \text{na rocha mãe}}$$

$$B = \frac{ba \quad \text{na rocha alterada}}{ba \quad \text{na rocha mãe}}$$

Atualmente é estranhável no índice ba a ausência de MgO pelo fato do mesmo fazer parte da bentonita e ilita, minerais desconhecidos na época de HARRASSOVITZ.

Um outro índice lembrado por HARRASSOVITZ mas pouco usado por êle é a relação *sílica sexquióxidos* denominada no Instituto de Química Agrícola de kr

$$kr = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3} \text{ que se calcula}$$

$$kr = \frac{SiO_2\ \% \div 60}{Al_2O_3\ \% \div 102 + Fe_2O_3\ \% \div 160}$$

HARRASSOVITZ considerava supérfluo o emprego do índice kr pelo fato de admitir, na transformação química dos minerais, o deslocamento paralelo do Al_2O_3 e Fe_2O_3, salvo em alguns casos. Atualmente porém a literatura não o dispensa na apreciação dos solos, chegando mesmo muitos autores a considerá-lo preferível ao índice ki.

Várias outras relações estão em uso como por exemplo:

$$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3} = sf \quad \text{(MARBUT)} \quad \frac{Fe_2O_3}{Al_3O_3}$$

Os índices ou relações ki e ba foram estabelecidos com a finalidade de se apreciar o comportamento da sílica, sesquióxidos e bases dos minerais componentes das rochas em face do intemperismo. Fixamos de início os seus valores em alguns minerais e rochas comuns representando números médios obtidos pela análise total dos mesmos.

	ki		ki
Ortoclásio	6	Biotita	3,7
Albita	6	Diabásio	4,0
Leucita	4	Basalto	6,8
Caolinita teórica	2	Caolinita purificada	1,9

Na Memória n.º 6 do Instituto de Química Agrícola para amostras já alteradas pelo intemperismo encontramos:

	ki	ba
Diabásio PR 6 Brasil n. 16.285	7,2	1,6
Diabásio PR 12 Brasil n. 18.466	6,4	1,6
Basaltito SC 25 Brasil n. 18.484	3,3	0,2

Ao abordarmos a decomposição por hidrólise, a mais generalizada das ações químicas determinada pelo intemperismo, frisamos que a mesma pode conduzir a alteração sialítica e alítica de acôrdo com a intensidade de ataque dos primitivos minerais.

Na alteração sialítica dá-se o aparecimento dos mais variados silicatos de alumínio acompanhado êste ou não por outros elementos, representando o limite desta alteração os minerais do grupo caolinítico ou sejam os silicatos que contêm a maior proporção de alumínio em relação à sílica, de índice *ki praticamente 2.* JOFFE em seu tratado de Pedologia, pg. 383, cita a existência de silicatos de alumínio, kollrita e scabrotita, cujo índice *ki* é *menor do que 2,* se bem que sejam raros nos solos.

Importa frisar que nas alterações sialíticas predominam, na fração coloidal, os minerais dos grupos montmorilonita, ilita e caolinita, cuja formação no decorrer da hidrólise é acompanhada sempre por uma *perda parcial de sílica*. Evidencia-se esta eliminação parcial da sílica em relação ao alumínio pelo fato das rochas, diabásio e feldspatos que têm ki de 6 a 7 se transformarem em minerais de ki maior que 2 porém menor que 6.

Na alteração alítica a intensidade da destruição é maior, atingindo o fracionamento de tal forma o núcleo sílica-alumina dos minerais que, uma vez libertados a sílica e os sesquióxidos, dá-se a acumulação dêstes e o arrastamento intensivo daquela pelas águas de percolação. O fenômeno é parcial pois na maioria dos casos ainda há restos do grupo caolinita, podendo no entanto em casos extremos verificar-se pequenos teores dêsse mineral.

A consequência imediata da fuga acentuada de *sílica* e acumulação de sesquióxidos é tornar-se ki *inferior a 2* evidenciando assim a presença de *alumina livre,* fato êsse característico da lateritização. Convém insistir em que atualmente esta expressão não é restrita à formação de laterita mas abrange tôdas as formações alíticas onde a alumina é acompanhada por óxido e hidróxido férrico como é observado nas lateritas, nas lateritas argilosas, e nas argilas lateríticas. São denominações dadas por LACROIX ao par de novos nomes sugeridos por outros pedologistas, como sejam terra vermelha tropical, solo laterítico e solo vermelho laterítico. De qualquer modo a parte nebulosa em tôdas as classificações são as especificações que determinam cada caso.

O grau da lateritização de um solo é determinado pelo teor da alumina livre em forma de gibsita, mostrando-se muitos tratadistas concordantes neste ponto. Em especial citamos F. HARDY e

colaboradores do "Imperial College of Tropical Agriculture, Trinidad", seguidos por pesquisadores da Austrália, que condicionam a existência de laterita no sentido pedológico, à presença de gibsita em proporção maior que 20 % (Soil Sci 48 — 1939).

No entanto é oportuno registrar o conhecimento de exemplares de lateritas verdadeiras em Cuba com as percentagens de 71,3 % de Fe_2O_3 e 12 % de Al_2O_3, no Sião com 34 % de Fe_2O_3 e 1,5 % de Al_2O_3 e ainda com 52 % de Fe_2O_3 e 9 % de Al_2O_3 (valores fornecidos pela análise total por fusão da terra fina).

Em se tratando de amostras tão ricas em óxido férrico, contrastando assim com o baixo teor de alumina, fácil é a conclusão nestes casos de que o índice kr é mais expressivo no julgamento do solo.

Resumindo as idéias firmadas podemos concluir que o índice ou relação ki determinado nos vários horizontes de um solo permite com segurança classificá-lo como sendo de *formação sialítica, se maior que 2 e de formação alítica, se menor que 2*.

Uma vez estabelecida a relação ki e verificando-se ser o solo de formação sialítica, não podemos, baseados no seu valor, tirar mais conclusões, convindo observar o seu restrito emprêgo no caso que abrange vários tipos clássicos de solo como sejam Podsols, Prairie, Chernozen, Solodi, identificados mais pela morfologia do que mediante a análise química.

Nos solos de formação alítica, que predominam nos trópicos e sub trópicos úmidos, o emprego dos índices ki e kr é muito generalizado entre os pedologistas. Quanto aos limites em que as relações definem os vários tipos alíticos assim como nas denominações usuais ainda reina discordância. Apresentamos a seguir alguns nomes dentre os muitos que utilizaram as relações citadas no estudo dos solos.

MAWELL W. — 1905 em "Lavas and Soils of Hawaiian Islands"; BENETT H. H. — Soil Sci. 21 — 1926; ANDERSON AND BYERS em U. S. Dept. of Agric. Tech. Bul. 228, 1931, mostraram como a relação kr nos colóides é baixa para a laterita ferruginosa de Nipe (Cuba) e outros solos.

F. J. MARTIN e H. C. DOYNE em "Laterite and lateritic soils in Sierra Leone", (J. Agric. Sci. 1927) estabeleceram como critério característico das lateritas, a existência de ki menor de 1,33 se determinada na fração coloidal, enquanto para solos lateríticos ki devia estar entre 1,33 e 2.

Muitos pesquisadores aceitaram êsse ponto de vista como podemos apreciar no estudo feito sôbre solos da India por A. W. R. JOACHIM (III Int. Cong, of Soil 1935) do qual tiramos os dados abaixo.

		C %	pH	S%	ki	kr
Laterita	A	2,96	5,4	1,29	1,21	1,02
Terra vermelha laterítica	A	2,26	5,5	4,01	1,59	1,26
» » »	B	1,84	5,8	3,90	—	—
» » não laterítica	A	0,50	6,1	3,92	1,99	1,73
	C	0,36	6,4	3,55	—	—

D. V. BALL, que dedicou longos anos ao estudo de solos da India, admite o conceito acima expresso por MARTIN e DOYNE quando diz ter encontrado formações lateríticas sôbre rochas calcáreas nas províncias centrais, dando como razão, o fato da relação ki variar de 1,5 a 2 na fração argila. (Transactions of the III Int. Cong. of Soil Sci — 1935). Igualmente VAN DER MERWE, pesquisador dos solos da União Sul Africana, refere-se às terras vermelhas lateríticas de Mistbelt onde ki na fração argila é 1,4.

F. HARDY com a cooperação de vários colaboradores de Trinidad, já de há muitos anos vem se dedicando ao estudo dos solos tropicais na Guiana Inglesa e Antilhas, sendo vários os trabalhos publicados que mostram aceitar o critério estabelecido por MARTIN e DOYNE. Na apreciação dos solos tropicais F. HARDY julga indispensavel, entre outros pontos, eliminar o quartzo da percentagem de SiO_2 quando se estabelece ki e kr, assim como determinar o teor de gibsita (Soil Sci. 48 — 1939).

A. L. BROWN e A. C. CALWELL (Soil Sci. 63 — 1947) apresentam uma tabela com a média dos índices calculada na fração coloidal para os grandes grupos de solos.

	Horizonte	ki	kr		Horizonte	ki	kr
	A	1,01	0,30	Terras	A	1,72	1,46
Lateritas	B	1,95	1,51	vermelhas	B	1,65	1,39
	C	1,87	1,66		C	1,75	1,42
	A	3,93	3,28		A	4,38	2,93
Podsols	B	2,09	1,42	Chernoezm	B	4,23	3,28
	C	3,28	2,07		C	4,88	3,25
Prairie	A	3,61	2,66		A	5,04	3,90
	B	3,60	2,73	Solodi	B	4,61	3,54
	C	3,68	2,63		C	4,82	3,64

LOURENÇO VILAS LOPEZ apresenta em "Anales Del Instituto de Edafologia, Ecologia y Fisiologia Vegetal", Tomo I de 1942 (Espanha), um interessante estudo sôbre a fração coloidal e relações nela determinadas.

REIFENBERG, ERHART, VILLAR, NAGELSCHMIDT e outros nomes internacionais são apologistas das relações analisadas e aceitam também ki = 2 como o valor limite entre as formações alítica e sialítica.

Enquanto um grande grupo de pedologistas aceita o critério das relações para o julgamento dos solos, encontramos outros que se insurgem contra, como R. PENDLETON que em "Análises de lateritas Siamesas" (Soil Sci. 62 — 1946) diz "poucos estudiosos têm tido a coragem de ignorar estas concepções..." referindo-se às relações ki e kr. As análises químicas apresentadas por êle são totais e daí citar para lateritas verdadeiros valores de kr desde 0,7 até 12, o que aliás é muito natural, pois como discutiremos no seguinte capítulo, o método empregado é impróprio por incluir o quartzo.

PENDLETON, voltando ao critério original de BUCHANAN, insiste quanto a restrição da palavra laterita, que segundo êle não se refere a um perfil típico do solo, mas unicamente a um horizonte específico. Admite a presença de solo laterita "laterite soil" quando no seu perfil encontra-se o horizonte laterita (crosta ferruginosa com estrutura celular ou pisolítica) e de solo laterítico se há horizonte laterita incipiente. Convém focalizar que PENDLETON, de acôrdo com os seus pontos de vista, restringe mesmo a existência de solos lateríticos a poucos exemplares.

Fox C. S. em Rec. Geol. Survey India 69 — 1936 cita ki elevado em lateritas, mas como não possuimos a fonte original nada podemos dizer sôbre o valor da afirmação. Enquanto não aparecerem argumentos de maior valia continuamos a adotar as relações ki e kr para a caracterização dos solos, permitindo-nos situar entre os de formação sialítica ou alítica e ainda mais, na última hipótese distinguir as *lateritas, de ki menor que 1; dos solos lateríticos também denominados de argilas lateríticas de ki 1 a 2*. São termos correntemente empregados em sentido pedológico.

A condição essencial é a adoção de um método adequado de análise, assunto da 3.ª parte que versa sôbre análise química.

As relações entre os índices ki e kr, com a capacidade total de trocar bases T, tem preocupado muito os pesquisadores, se bem que não foi possível ainda estabelecer a dependência entre êles. Em face da composição e natureza da fração coloidal mineral tem-se que aceitar o fato de argilas com os mesmos índices ki e kr poderem se comportar de modo diverso como aliás se verifica.

Podemos apenas como regra geral, não isenta de exceções fixar o seguinte:

1.º ki maior que 2 assegura a possibilidade de T maior, sendo T = S + H.

2.º Tem se observado para os valores baixos de kr uma tendência para maior adsorção de anions.

E' indispensavel relembrar que a maior influência nos valores de T deve-se ao complexo orgânico dotado de maior capacidade adsortiva.

O índice ba que expressa a fuga de bases aparece em menor escala na literatura por ser trabalhosa a sua determinação nos solos. Do que existe firmado, interessa registrar ser o mesmo menor que 0,1 nos solos lateríticos e ainda menor nas lateritas onde se encontram valores de 0,01 a 0,05.

II AS RELAÇÕES ki E kr NA FERTILIDADE DOS SOLOS

Ainda que dos seus valores tenhamos escassas conclusões quanto ao poder adsortivo dos solos, não resta dúvida, quanto a contribuição excepcional fornecida por êles ao se encarar o solo virgem nas futuras explorações agrícolas. Todas as vêzes que, caracterizado o solo como de formação alítica, (ki menor que 2) importa tratá-lo com cuidado evitando mais do que noutros casos a perda da matéria orgânica e tomando as precauções contra a erosão da qual é presa fácil.

Apresentamos um caso concreto encontrado em "O problema dos cafesais novos em terras roxas cansadas" de José Setzer onde são apresentadas as análises de terra roxa pouco explorada I e de terra roxa explorada II, distantes de 1270 m com desnível de 70 m. A amostra I foi tirada em ótimo cafesal de 15 anos desprovido de adubação química, mas dando ótimo rendimento e revelando a análise química riqueza muito apreciavel. A amostra II foi retirada em cafesal de 60 anos onde apenas 20 % dos cafeeiros produziam bem, mostrando os dados como se degrada o solo. Para

As relações entre os índices ki e kr, com a capacidade total de trocar bases T, tem preocupado muito os pesquisadores, se bem que não foi possível ainda estabelecer a dependência entre êles. Em face da composição e natureza da fração coloidal mineral tem-se que aceitar o fato de argilas com os mesmos índices ki e kr poderem se comportar de modo diverso como aliás se verifica.

Podemos apenas como regra geral, não isenta de exceções fixar o seguinte:

1.º ki maior que 2 assegura a possibilidade de T maior, sendo $T = S + H$.

2.º Tem se observado para os valores baixos de kr uma tendência para maior adsorção de anions.

E' indispensavel relembrar que a maior influência nos valores de T deve-se ao complexo orgânico dotado de maior capacidade adsortiva.

O índice ba que expressa a fuga de bases aparece em menor escala na literatura por ser trabalhosa a sua determinação nos solos. Do que existe firmado, interessa registrar ser o mesmo menor que 0,1 nos solos lateríticos e ainda menor nas lateritas onde se encontram valores de 0,01 a 0,05.

II AS RELAÇÕES ki E kr NA FERTILIDADE DOS SOLOS

Ainda que dos seus valores tenhamos escassas conclusões quanto ao poder adsortivo dos solos, não resta dúvida, quanto a contribuição excepcional fornecida por êles ao se encarar o solo virgem nas futuras explorações agrícolas. Todas as vêzes que, caracterizado o solo como de formação alítica, (ki menor que 2) importa tratá-lo com cuidado evitando mais do que noutros casos a perda da matéria orgânica e tomando as precauções contra a erosão da qual é presa fácil.

Apresentamos um caso concreto encontrado em "O problema dos cafesais novos em terras roxas cansadas" de José Setzer onde são apresentadas as análises de terra roxa pouco explorada I e de terra roxa explorada II, distantes de 1270 m com desnível de 70 m. A amostra I foi tirada em ótimo cafesal de 15 anos desprovido de adubação química, mas dando ótimo rendimento e revelando a análise química riqueza muito apreciavel. A amostra II foi retirada em cafesal de 60 anos onde apenas 20 % dos cafeeiros produziam bem, mostrando os dados como se degrada o solo. Para

melhor apreciar a marcha evolutiva, o trabalho é acompanhado de uma análise total do diabásio, rocha matriz dos solos citados do qual fixamos o valor ki = 6,5.

	Solo I	*Solo II*
Produção	muito boa	quase nula
Prof. anal.	40 cm	40 cm
pH	6,9	5,7
C total	4,10 %	1,07 %
N total	0,36 "	0,08 "
P total	14,6 M.E. %	12,1 M.E. %
Ca total	33 "	2,1 "
K total	1,1 "	0,03 "
S	31,9 "	1,0 "
H	5,8 "	6,1 "
Fração argila		
SiO_2	8,1 %	4,9 %
Al_2O_3	22,2 "	29,2 "
Fe_2O_3	28,5 "	34,5 "
ki	0,62	0,29
kr	0,35	0,17

A observação dos dados completos revela as boas qualidades do Solo I, física e químicamente, se bem que o pesquisador atento à sua gênese percebe com clareza, se levar em conta os índices ki e kr, a presença de uma laterita, mesmo si a vegetação for exuberante como aquela encontrada nas terras roxas virgens. Nestas condições, fica bem claro o relevante papel dos índices na salvaguarda das terras virgens, pelo aviso que oferecem quanto aos perigos de explorá-la sem os cuidados da técnica moderna, perigos êsses evidenciados ao se observar o grau de destruição no solo II.

3.ª PARTE

A ANÁLISE QUÍMICA E AS RELAÇÕES ki E kr

Até o presente, o problema da análise química do solo visando a sua gênese, ainda está subordinado a dois pontos capitais:

1.º O material a ser analisado deve ser a terra fina ou o complexo coloidal mineral.

2.º O método químico a ser empregado em cada caso.

I A ANÁLISE QUÍMICA DA TERRA FINA

Já registramos a falta de uniformidade quanto ao diâmetro máximo das partículas do solo, adotada na sua preparação, o que ficará sanado si os pesquisadores seguirem as prescrições da Sociedade Int. de Ciência do Solo que recomenda a peneira de 2 mm.

A) Análise total por fusão da terra fina

Os primeiros analistas de solos usaram apenas o método de fusão da terra com a mistura de carbonatos de sódio e potássio, ainda muito citado mesmo em trabalhos modernos, como fonte exclusiva de dados químicos, se bem que a grande maioria dos pedologistas o tenha considerado insuficiente na apreciação do comportamento da sílica e sesquióxidos durante a formação dos solos.

As relações ki e kr decorrentes do seu uso são inexpressivas e demasiado elevadas, pelo fato da análise por fusão fornecer a *sílica total*, incluindo neste valor o *quartzo*, mineral primário que nada tem a ver com o movimento da sílica na formação do solo. Já exemplificamos casos de kr e ki elevados em virtude da presença do quartzo nas análises de lateritas siamesas.

Convém destacar que Harrassovitz, o creador da relação ki, apesar de considerar a análise total de utilidade no estudo do perfil, não se serviu dos seus dados diretos para o cálculo de ki.

A análise por fusão apesar de não convir no estabelecimento das relacões ki, kr e de não precisar com clareza o movimento da sílica e sesquióxidos, tem colaborado no estudo dos solos da Rússia e lateritas, podendo ser dispensado êste tipo de análise na maioria dos casos.

A evolução das idéias sôbre solos conduziram à teoria que empresta ao seu complexo coloidal a maior importância, e daí o estabelecimento de métodos visando apreciar apenas os silicatos secundários e minerais acessórios, formadores da fração coloidal. As tentativas foram feitas mediante o emprêgo de ácidos concentrados, diluidos, bases e sais no ataque do próprio solo (terra fina) e também por meio do exame do próprio colóide mineral, uma vez isolado do solo, recorrendo-se à análise química, análise térmica e análise pelos raios X.

As investigações feitas por nós abrangem somente a análise química da terra fina por ácidos meio diluidos e a análise química da fração coloidal, tendo em vista o cálculo de ki e kr.

B) Ácidos no ataque da terra fina

Os ácidos clorídrico e sulfúrico têm sido empregados em várias concentrações, notando-se preferência acentuada pelo primeiro. Os principais métodos vão resumidos abaixo:

1.º *Método de* K. K Gedroiz (*Chemische Bodenanalyse 1926*)

E' o método oficial russo, tendo servido de base ao estudo de Podsols, Chernozem, juntamente com a análise total por fusão.

Pesar 50 g de terra fina, que passou em peneira de 1 mm, colocar em erlenmeyer de 1 litro, juntar 500 ml de *HCl a 10 %* e manter 10 h em banho-maria fervente agitando algumas vêzes. Filtrar e no resíduo determinar a perda ao rubro, após o que se dissolve a sílica libertada do solo pelo HCl a 10 %, por meio do Na_2CO_3 a 10 % ou KOH a 5 %.

No extrato clorídrico determinar: Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, Na_2O e P_2O_5.

2.º *Método oficial do Instituto Prussiano de Geologia*

Foi sugerido e muito usado por Utescher e R. Ganssen em pesquisas na Alemanha desde 1905.

Consiste em se submeter o solo durante 24 h à ação do *HCl* a *20 %* sem aquecimento.

3.º *Método de* HILGARD

Foi estudado por LOUGHRIDGE de 1871 a 1873 e consiste em manter a terra fina durante 5 dias em banho-maria sob a ação do HCl de densidade 1, 115.

Muitas variações dêste método sucederam-se na América do Norte.

4.º *Método de* J. M. BEMMELEN (1915)

Complexo A 5 g de solo colocados em erlenmeyer de 500 ml, são adicionados de 200 ml de *HCl a 25 %*, aquecendo-se então 10 minutos sem refluxo a 120-130ºC e em seguida com refluxo. Filtra-se e do resíduo extrai-se a sílica libertada dos silicatos da terra pelo HCl a 25 %, por meio de *KOH a 5,5 %* que age durante 5 minutos a 60º-55º.

No filtrado do ataque clorídrico são dosados Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O e Na_2O.

Complexo B O resíduo da extração da sílica pelo KOH a 5,5 % é lavado, sêco a 105º e triturado. Dêle são pesados 2 g para um balão Pyrex de fundo redondo e colo longo, onde são postos também 30 ml de H_2SO_4 conc. Aquece-se em banho de areia durante 3 h com agitação frequente até se observar fumaças de ácido sulfúrico. Juntam-se 100 ml de água fria e filtra-se.

No resíduo dosa-se a *sílica sulfúrica* como antes e no filtrado são feitas as mesmas determinações que no complexo A.

5.º *Método oficial da Soc. Intern. de Ciência do Solo*

Foi adotado em princípio na Conferência Edafológica celebrada em Roma no ano de 1924, sendo o Método de VAN BEMMELEN com algumas modificações feitas por HISSINK.

Após prolongados estudos e verificações foi aceito como método oficial no Congresso Internacional de Leningrado.

Fixa o método como pontos essenciais: 1.º O ataque da terra fina é realizado pelo HCl a 20 % em pêso, na proporção de 10 ml dêste para 1 g de amostra. 2.º O tempo de ebulição é de 1 hora, convindo adaptar ao erlenmeyer um tubo de vidro de 1 m que age como refrigerante. 3.º No resíduo da filtração, depois de sêco, solubiliza-se a sílica por meio de solução de KOH de densidade 1,04 (5 %) que deve atuar durante 5 minutos a 55º C.

Não cogita do ataque sulfúrico do resíduo como no método de VAN BEMMELEN. Para detalhes ler 1.º Congresso Int. de Ciência do Solo, Washington, 1927, Vol. 1, pág. 196.

6.º *Método empregado no I.Q.A. de 1930 a 1935*

Em linhas gerais era o de VAN BEMMELEN, apresentando-se com modificações de técnica quanto ao ataque da terra, feito segundo o método Internacional e ainda no tocante à solubilização das sílicas clorídrica e sulfúrica libertadas pelos respectivos ácidos, realizada por meio do Na_2CO_3 a 5 % agindo durante 10 a 15 minutos em banho-maria.

7.º *Métodos do I.Q.A. ns. 24.10 e 25.10*

Para os detalhes ler o trabalho dos autores apresentado nesta 2.ª Reunião, "Determinação de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 na terra fina e complexo coloidal do solo".

Sob a rubrica 24.10 está o método em que o ataque é feito por *50 ml de HCl conc.* sôbre 2 g de terra fina postos em cápsula de porcelana e aquecidos em banho-maria até secura completa.

A solubilização da sílica é feita pelo Na_2CO_3 a 5 %. No extrato clorídrico são dosados Al_2O_3 e Fe_2O_3.

O título 25.10 compreende o método em que 2 g de terra fina são fervidos em erlenmeyer provido de refrigerante de refluxo com 50 ml de H_2SO_4 de D = 1,47.

As modificações posteriores na técnica fizeram aparecer 24.11, 24.12 e 24.13 assim como 25.11, 25.12 e 25.13, notando-se que em todos foi mantida a concentração dos ácidos no ataque.

8.º *Método do Instituto Agronômico de Campinas*

Realiza o ataque de 1 g de terra fina, em cápsula de porcelana pequena, por meio de 5 ml de H_2SO_4 conc. (D = 1,84), aquecendo em banho-maria até secura completa do material.

Seguindo a técnica clássica, prepara o extrato sulfúrico onde são dosados Al_2O_3, Fe_2O_3 e TiO_2.

A sílica sulfúrica do resíduo é solubilizada por meio de 50 ml de Na_2CO_3 a 5 % e 5 ml de NaOH a 4 % mediante uma fervura branda pelo espaço de 2 horas.

9.º *Método do Instituto Pedológico do Baixo Reno*

E' citado por ERHART no seu Tratado de Pedologia sem dar detalhes de modo que podemos apenas deduzir ser o ataque da terra fina feito pelo H_2SO_4 conc. No extrato sulfúrico são dosados: Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5 e MnO.

No resíduo insolúvel no H_2SO_4 conc. determina-se a *sílica sulfúrica* que se extrai pelo Na_2CO_3 a 5 %.

C) Crítica sôbre os métodos

Vigorando tantos métodos nos vários países ressalta logo a dificuldade de comparação entre os valores absolutos determinados e a impossibilidade de confrontar os índices calculados.

E. H. Villar estudou os solos de Espanha servindo-se do método Internacional que é considerado por Alexius A. J. de Sigmond como sendo o melhor meio para distinguir um solo sialítico de outro alítico.

Na apreciação das lateritas e variedades predomina a análise total por fusão, merecendo destaque ter Harrassovitz, o creador das relações, preconizado além desta as análises por ácidos sulfúrico e clorídrico como sendo indispensaveis. Foi estribado no conjunto dos três tipos de análise que êle fixou os conceitos para distinção de alita e sialita.

Erhart, um dos pedologistas contemporâneos mais familiarizado com as lateritas do Império Colonial Francês, condena com tôda razão o emprêgo exclusivo da análise total por fusão e recomenda o ácido sulfúrico concentrado e fervente, que segundo êle ataca os produtos alterados tais como argila, não atuando sôbre o quartzo e minerais não intemperizados.

O quadro abaixo resume dados sôbre um solo típico como é o Podsol, compilados do tratado de Pedologia de Erhart.

	Podsol da Floresta Negra						Podsol de Sierentz	
Horiz.	A_2		B_1		B_2—C		A_2	B
Met.	T	HCl	T	HCl	T	HCl	S	S
SiO_2	81.46	1.01	62.83	5.82	69.61	5.17	18.20	11.52
Al_2O_3	10.22	0.68	18.56	9.88	15.24	5.55	3.52	6.80
Fe_2O_3	1.38	0.54	4.89	1.76	2.33	2.16	0.16	3.63
ki	13.6	2.5	5.8	1.0	7.8	1.6	8.8	2.9

T representa análise total por fusão em %
HCl » » pelo HCl em %
S » » pelo H_2SO_4 conc. em %

As divergências são bem flagrantes quanto aos teores absolutos e ki na dependência do método. A interpretação do perfil da Floresta Negra em face das duas análises é feita por Sigmond em

"The Principles of Soil Science" na pg. 194, mostrando ser impossível conclusões seguras com o método de fusão e optando pela análise mediante o ácido clorídrico.

Vê-se a insuficiência da análise pelo ácido clorídrico, provavelmente 10 %, por apresentar para ki os valores 1, 0 e 1, 6 no caso de um Podsol típico.

Os experimentos realizados por nós no I.Q.A. evidenciam a insuficiência ou mesmo pouco valia do HCl conc. na caracterização dos solos baseada nos índices, porquanto ataca ligeiramente a fração coloidal e a caolinita como podemos apreciar no quadro abaixo:

	Caolinita			Fração coloidal		
Método	Fusão	25.13	24.13	Fusão	25.13	24.13
H_2O +	13.93	13.93	13.93	16.48	16.48	16.48
SiO_2	44.88	42.71	1.84	38.05	37.36	5.92
Al_2O_3	39.80	38.11	1.88	31.64	29.35	7.30
Fe_2O_3	1.18	0.65	—	11.58	11.18	8.78
ki	1.92	1.91	1.66	2.04	2.16	1.38
kr	—	—	—	1.66	1.74	0.78

A análise da caolinita nos mostra quão fraco se comportou o ácido clorídrico conc. (24.13), o que deverá se manifestar nos solos onde predominar êste mineral, obtendo-se relações inexpressivas porque nada dizem a respeito dos silicatos do complexo mineral. No ensaio realizado com o complexo coloidal considerado universalmente como a parte principal dos solos, o ácido clorídrico revelou-se pouco capaz de decompor os silicatos do mesmo e levanos a relações por demais baixas em confronto com os outros dois processos aplicados.

Quanto à ação do *ácido clorídrico a 10 %* sôbre os solos, GEDROIZ e SIGMOND nas suas obras já citadas antes, afirmam não restar dúvidas que o ataque do complexo feito por êle é incompleto.

Nos métodos atuais do I.Q.A., visando o estudo de perfís, ainda se mantem o ataque clorídrico conc., apesar das críticas formuladas acima, pelo fato de já termos realizado o seu emprêgo no estudo de muitos solos do Brasil inclusive nos da Baixada de Sepetiba (km 47), se bem que só de 2 anos para cá tenhamos segurança na execução do método com a modificação 24.13.

O seu valor real na apreciação dos solos ainda não o fazemos por falta de dados suficientes, uma vez que colocamos de lado todo o trabalho anterior a 1947. E' uma tarefa que a Seção de Solos do I.Q.A. pretende efetuar no seu programa futuro.

Para se ter uma idéia do ataque da terra fina pelo HCl conc., método 24.13 (C), confrontamos os valores obtidos com aqueles do ataque sulfúrico, método 25.13 (S) em amostras de solos brasileiros de várias regiões.

Os dados por uma questão de espaço estão calculados até a 1.ª decimal apenas e os detalhes sôbre localização das amostras estão contidos nas págs. 47 a 49.

Estado	Número de amostra	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		ki		kr	
		S	C	S	C	S	C	S	C	S	C
Baia	24.886	17.8	4.5	17.4	5.2	5.4	4.0	1.7	1.5	1.5	1.0
»	24.887	7.0	1.7	6.0	1.3	2.2	1.2	—	—	—	—
D. Fed.	24.888	2.9	0.9	2.0	0.3	1.0	0.6	—	—	—	—
»	24.889	30.5	6.9	24.9	7.7	6.8	4.1	2.1	1.5	1.8	1.1
M. Gerais	24.890	8.3	4.7	15.7	13.0	25.8	25.4	0.9	0.6	0.4	0.3
»	24.891	7.4	3.9	16.2	12.7	27.5	25.1	0.8	0.5	0.4	0.2
Pará	24.892	34.7	6.2	30.2	7.8	4.6	3.5	2.0	1.4	1.8	1.1
»	24.893	37.2	7.0	33.2	8.9	5.0	3.3	1.9	1.3	1.7	1.1
S. Paulo	24.894	15.2	4.4	14.1	5.2	14.8	13.9	1.8	1.4	1.1	0.5
»	24.895	15.7	4.4	15.1	6.1	15.9	14.9	1.8	1.2	1.1	0.5
Rio Jan.	24.027	25.4	7.0	17.2	5.7	7.3	6.1	2.5	2.1	2.0	1.3
»	24.030	17.3	11.4	6.7	3.1	6.0	5.3	4.4	6.2	2.8	3.0

Deixamos de calcular as relações para duas amostras porque os valores dosados são pequenos e os erros naturais de análise não dão precisão ao cálculo.

Um confronto mais completo quanto ao número de amostras poderá ser realizado observando os perfís RJ 174, 175 e 176, que fazem parte da linha 3 da "Contribuição para o Estudo dos Solos da Baixada de Sepetiba".

D) Método 25.13 na análise da terra fina

Enquanto o emprêgo do HCl em análise de solos é uma verdadeira tradição na Pedologia, o que percebemos pela variedade de processos vulgarizados nos diversos países, constata-se ser o emprêgo do ácido sulfúrico mais restrito e sempre concentrado.

A razão do uso do H_2SO_4 de D = 1,47 na Seção de Solos do I.Q.A. no ataque da terra fina, foi apresentada na 1.ª Reunião da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo pelos Srs. Leandro Vettori e Tasso Paes de Figueiredo no trabalho "Sôbre a determinação de SiO_2 em solos", que além disso mostrou haver concor-

dância entre o método proposto e o do Instituto Agronômico de Campinas baseado no ataque pelo ácido concentrado.

Desde 1940 entraram em vigor nas *análises de perfis de solos* os métodos 24.10 e 24.11 assim como 25.10 e 25.11.

No decorrer de 1947, antes da 1.ª Reunião da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, fomos forçados a introduzir nos métodos acima citados modificações de técnica, tendo assim surgido 24.12 e 24.13 bem como 25.12 e 25.13, assunto êsse que deu motivo a outro estudo apresentado neste conclave e por onde se verá que 24.12 e 25.12 foram usados durante poucos mêses.

Já acentuamos a tendência generalizada dos pesquisadores em estudar o complexo coloidal mineral, principalmente dos americanos, inglêses e holandêses, tanto que nos últimos anos as relações ki e kr calculadas pela análise da fração coloidal predominam na literatura.

No entanto no Brasil continuamos a empregar geralmente a análise da terra fina pelos ácidos minerais.

Nestas condições impunha-se uma comparação dos resultados obtidos pelos dois tipos diversos de análise, especialmente por não termos dúvida alguma em que mesmo o ácido sulfúrico de D = 1,47 decompunha em inúmeros casos uma quantidade tal de silicatos, que a soma de SiO_2 + R_2O_3 ultrapassava de muito a fração argila determinada na análise mecânica (Observar os gráficos I, II e III, páginas adiante).

Essa observação foi feita pelo chefe da Seção de Solos, Dr. Fernando Ramos, que nos incumbiu de levar ao fim a sua verificação acompanhando sempre o desenrolar das pesquisas com sugestões proveitosas, fruto da sua maior experiência na química relacionada com os complexos problemas do solo.

II DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

Em se tratando da verificação de métodos, a longa experiência da Seção de Solos demonstra a necessidade de serem estudadas amostras de regiões diferentes, abrangendo tipos de solos diversos. Somente agindo nessas condições pode-se considerar o método geral, o que ainda não impede casos especiais exigindo modificações de técnica. Dentro dêste critério foram selecionadas amostras de vários Estados do Brasil, do Amazonas ao Rio Grande do Sul, preferindo-se, quando possível, o exame de uma seção super-

GO 5

Localização: A 14 km de Anápolis em um "dale" da estrada que vai para a Colônia Agrícola.

A coleta foi feita em um capão de mata cercado por vegetação de Campo Serrado.

Produtividade: Não cultivado.

N.º da amostra	25.152	de	0-3 cm	Camada de matéria orgânica.
"	25.153	de	3-40 cm	Solo avermelhado, duro e sêco.

GO 6

Localização: A 200 m do perfil GO5.

A coleta foi executada em um Campo Cerrado típico da região de Anápolis.

Produtividade: Não cultivado.

N.º da amostra	25.154	de	0-5 cm	Solo pardo, sêco e com pouca matéria orgânica.
"	25.155	de	5-40 cm	Solo mais claro e sêco.

GO 10

Localização: A 5 km de Firminópolis, na estrada federal que segue para Iporá.

A coleta foi realizada em um corte da estrada, numa área de pastagens que sucedeu a devastação das matas.

Produtividade: Não cultivado.

N.º de amostra	25.161	de	0-3 cm	Camada de matéria orgânica.
"	25.162	de	3-100 cm	Solo vermelho.
"	25.163	de	100-200 cm	Solo pardo.

PERFÍS DE SÃO PAULO SP

SP 9

Foi colhido em 14/5/40.
Localização: Botucatú, na propriedade Cafesal Velho.
Referência: I.Q.A. 291/40.

N.º da amostra 24.894 de 0-25 cm (N.º original é 20.091)
" 24.895 de 145-200 cm (N.º original é 20.095)

SP 406

O perfil nos foi gentilmente remetido pelo Dr. Paiva Netto e faz parte a numeração acima do protocolo do Instituto Agronômico de Campinas. E' uma terra roxa legítima tendo as seções as denominações de A, B, C, D, E.

PERFIL DO RIO GRANDE DO SUL RS

RS 4

Foi tirado em 18/3/40.
Localização: Passo Fundo, na Estação Experimental.
Referência: I.Q.A. 135/40.

N.º da amostra 19.926 de 116-153 cm

PERFIL DO PARANÁ PR

PR 12

A coleta foi realizada em 18/11/1936 por Luiz Gurgel de Souza Gomes.

Localização: Arredores de Palmas, num terreno bastante inclinado, no meio de erval natural, cêrca de 400 m de um córrego.

N.º da amostra	18.464 de	0-45 cm	Castanho escuro, friável e com pedras.
"	18.465 de	45-130 cm	Vermelho amarelado, ainda com raizes.
"	18.466 de	130-167 cm	Rocha em decomposição.

Abaixo está a rocha-mãe, diabásio alterado e constituido essencialmente por labradorita, augita e magnetita.
As análises completas estão na Memória n.º 6 do I.Q.A.

PERFIL DE SANTA CATARINA SC

SC 25

A coleta foi feita em 30/11/1936 por Luiz Gurgel de Souza Gomes.

Locação: Campos Novos. Num terreno muito inclinado no meio de um erval velho.

N.º da amostra	18.483 de	0-25 cm	Vermelho castanho, friável.
"	18.484 de	25-130 cm	Rocha em decomposição.

Junto desta já se encontravam blocos de basaltito alterado.
As análises completas estão na Memória n.º 6 do I.Q.A.

PERFIL DE MINAS GERAIS MG

MG 20

Colhido em 16/5/1938 por Admar Lopes da Cruz.

Localização: Patos, na Fazenda do Cedro.
A trincheira foi aberta a 50 m da orla do mato virgem rico em árvores de porte elevado.
Topografia: Regular, quasi plana.
Geologia: Solos provenientes da decomposição do tufo vulcânico que forma a mata da corda.
Nome local do solo: Poenta virgem ou cultura de primeira.

N.º da amostra	24.890 de	0-40 cm	Castanho avermelhado, friável com muitas raizes. O n.º original é 19.063.
"	24.891 de	160-200 cm	Mesmo aspeto porém com poucas raizes. O n.º original é 19.063.

PERFIL DA BAHIA BA

BA 3

Colhido em 10/12/1936.
Localização: Cruz das Almas, na propriedade do Dr. Lauro Passos.

N.º da amostra 24.886 de 0-36 cm O n.º original é 18.427.
" 24.887 de 144-180 cm O n.º original é 18.431.

PERFIL DO PARÁ PA

PA 18

Colhido em 31/8/1940.
Localização: Santarém, no Campo Agrícola.

N.º da amostra 24.892 de 0-27 cm O n.º original é 20.649.
" 24.893 de 61-150 cm O n.º original é 20.651.

PERFIL DO DISTRITO FEDERAL DF

DF 14

Colhido em 15/4/1937.
Localização: Campo Grande, no sítio do Dr. Pires Rebello.

N.º da amostra 24.888 de 5-28 cm O n.º original é 18.713.
" 24.889 de 105-150 cm O n.º original é 18.716.

Amostra do Ceará CE

Localização: Fortaleza.

N.º da amostra 24.735 Camada superficial do solo vulgarmente chamado de Areia de São João.

Amostra do Amazonas AZ

Localização: Manicoré.

N.º da amostra 23.499 Camada superficial.

PERFIL DE PERNAMBUCO PE

PE 5

Colhido em 8/10/948.

Localização: Floresta na localidade Riacho do Moleque, a 15 m do lado esquerdo da Estrada do Taboado.
Topografia: Plana sendo a altitude 300 m.
Geologia: Taboleiro de micaxisto.
Nome local do solo: Taboleiro de caatinga.
Vegetação: Caatinga sêca espaçada.
Produtividade: Quando irrigados dão boa colheita.

N.º da amostra	25.825	de	0-36 cm	Castanho verm. sêco, com pedras.
"	25.826	de	36-77 cm	Rocha alterada com muitas pedras.

PERFIS DO RIO DE JANEIRO RJ

Foram colhidos pela Comissão de Solos e fazem parte do trabalho "Contribuição para o Estudo de Solos da Baixada de Sepetiba" onde estão dados completos sôbre os mesmos.

RJ 161

Localização: No morro com ligeira inclinação.
Vegetação: Laranjal com experimento de cobertura.

N.º da amostra	23.448	de	0-35 cm	Pardo amarelo, úmida, sem pedras.
"	23.449	de	35-70 cm	Pardo averm., menos úmida.
"	23.450	de	70-140 cm	Pardo averm., mais sêca, com cascalho miudo.
"	23.451	de	140-160 cm	Pardo avermelhado.
"	23.452	de	160-200 cm	Pardo mais averm., bem sôlta.
"	23.453	de	200-370 cm	Bem verm., friável e quasi sêca.
"	23.454	de	370-400 cm	Bem verm., com cascalho graúdo.

"	23.455 de 400-540 cm	Idêntica.
"	23.456 de 540-670 cm	Bem ver., úmida. Tem biotita alterada na areia grossa.
"	23.457 de 670-740 cm	Bem ver., com água brotando. Tem biotita alterada na areia grossa.

RJ 172

Localização: Na parte do morro, com ligeira inclinação.
Vegetação: Capoeira baixa ou arbustiva.
Geologia: A rocha subjacente é gneiss.

N.º da amostra	23.840 de 212-250 cm	Areia amarelo acastanhada, sêca, solta e com muito cascalho.

Logo abaixo está a rocha alterada.

RJ 176

Localização: Na baixada, com ligeira inclinação.

N.º da amostra	24.027 de 118-153 cm	Terra argilosa, cinza azulado claro, úmida, plástica. Sem pedras e com raras raízes.
"	24.030 de 263-313 cm	Moledo.

RJ 157

Localização: No morro, próximo ao ápice com pequeno declive.

N.º da amostra	23.342 de 460-515 cm	Avermelhada, sôlta e sêca, tendo na areia grossa, biotita e microclina.

RJ 163

Localização: No alto do morro de Abacaxí.
Vegetação e cultivo: Lavrado há anos e atualmente coberto por capim.

N.º da amostra 23.509 de 720-750 cm — Cinzento oliva, esfarelada e pouco úmida. Na areia grossa constatou-se biotita, microclina e oligoclásio.

III Análise mecânica comparada com o ataque sulfúrico.

Na análise mecânica, tem grande influência sôbre os resultados o dispergente usado, principalmente no que diz respeito à fração argila ou sejam as partículas de diâmetro *inferior a 0,002 mm.*

No II Congresso Internacional de Ciência do Solo realizado em Leningrado no ano de 1930, foi adotado o método A, citado em todos os manuais da especialidade, onde se emprega como dispergente o hidróxido de amônio.

Após os estudos de G. W. ROBINSON e M. RICHARDSON (Imp. Bur. Soil Sci., Tech. Comm. 26, 1933), a 1.ª Com. Int. da Soc. de Ciência do Solo, reunida em Versailles, 1934, recomendou o emprêgo do NaOH como dispergente na proporção de 4 ml de NaOH-N para 10 g de solo. Nesta mesma reunião de 1934 vários estudos apresentados evidenciaram a maior capacidade dispergente do NaOH em relação ao amoníaco e oxalato de sódio e daí a resolução nela adotada.

Nós mesmos, efetuamos a comparação amoníaco e NaOH em 31 amostras, havendo *maior dispersão* para a soda em 29 casos.

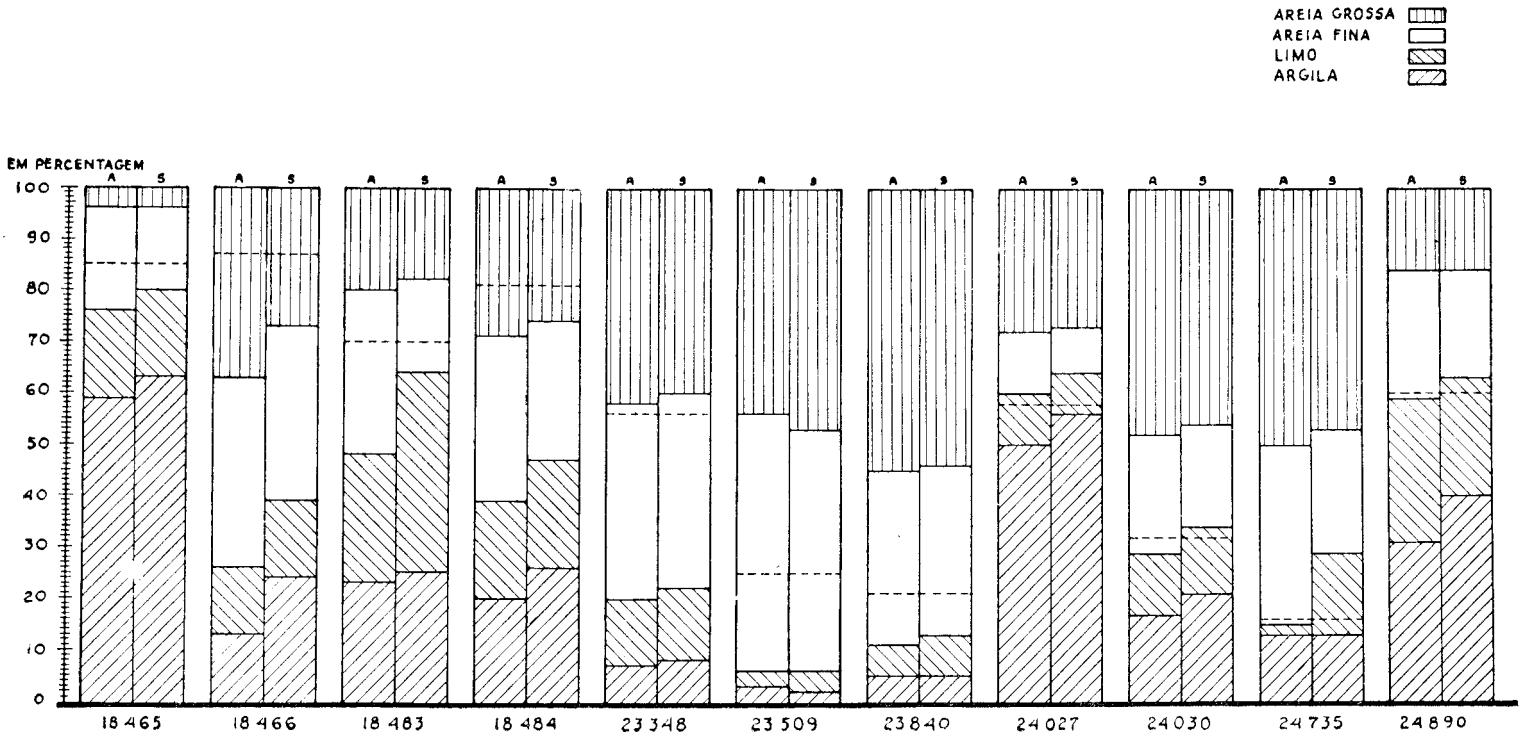
As análises foram realizadas sôbre 25 g de terra, agitadas durante 6 horas, uma com 500 ml de amoníaco a 1 % e a outra com 10 ml de NaOH-N postos em 500 ml de água. Os métodos adotados foram 9.10 e 9.11 do I.Q.A. descritos no trabalho anterior, onde estão os resultados obtidos (pg. 41).

A comparação imediata está focalizada nos gráficos I, II e III onde as percentagens são expressas por 100 g de terra fina a 105°C não se tendo feito a eliminação da matéria orgânica. Nos gráficos a coluna A corresponde à dispersão com amoníaco e S com soda.

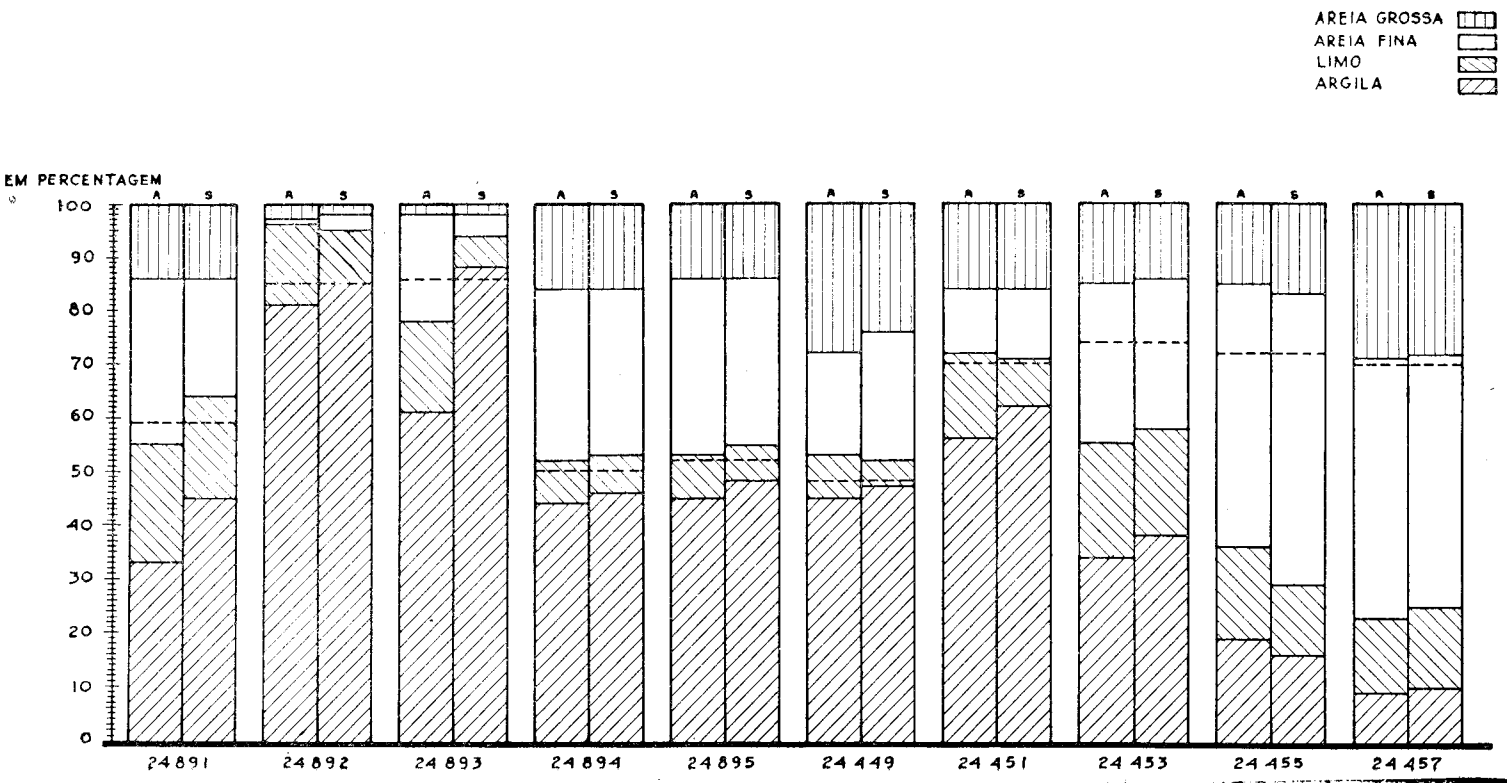
Quanto à solubilização do óxido de alumínio pelo dispergente NaOH usado, verificamos ser da ordem de 0,1 % em relação a 100 g de terra, mesmo em amostras ricas de Al_2O_3 (25 %), como sejam 406 B, 406 E, 25.145, 25.153 e 25.162. Não constatamos na solubilização a perda de 2 % citada em "Soil Analysis" por C. H. WRIGHT na pág. 41 e em outros autores. Esta perda não se deve ao NaOH mas sim ao HCl 0,05N, empregado para eliminar os carbonatos e de uso imposto pelos métodos estrangeiros. Fazemos

Análise Mecânica

comparada com o ATAQUE SULFÚRICO

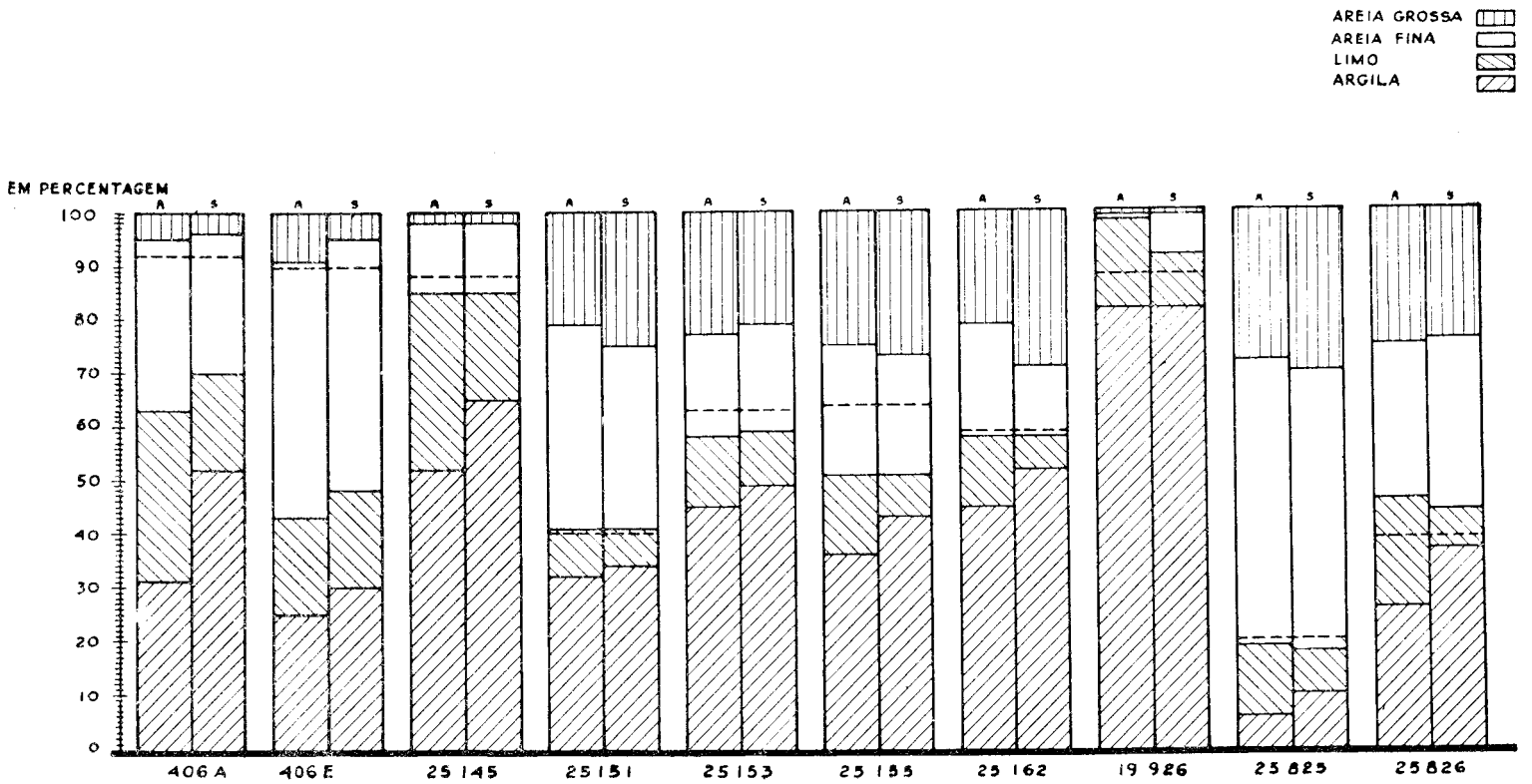


Análise Mecânica
comparada com o ATAQUE SULFÚRICO



Análise Mecânica

comparada com o ATAQUE SULFÚRICO



uma afirmação desta ordem, contrariando os pesquisadores de outros países, pelo fato de ser observada na dosagem das bases permutáveis que extraimos com HCl 0,05N, onde na solução encontramos as bases sempre acompanhadas de quantidades variaveis de sais de alumínio e ferro.

Os gráficos apresentam uma linha pontilhada sôbre uma das frações da análise mecânica que indica a soma das percentagens de SiO_2, R_2O_3 e Perda ao Rubro referidas a 100 g de terra fina sêca a 105°.

Visamos com isto *comparar aproximadamente* se a percentagem de argila a 105° existente na terra era suficiente ou não para dar a soma das percentagens dosadas de SiO_2, R_2O_3 a 105° e extraídas da terra pela ação do H_2SO_4 de D = 1,47.

Para isto devemos lembrar que praticamente:

Fração argila = Arg. calcinada ($SiO_2 + R_2O_3$) + Água de hidrat. + Mat. org. (Perda ao rubro)

Devo insistir no fato de representar uma comparação aproximada porque:

1.° — Os componentes dosados $SiO_2 + R_2O_3$ representam a maior parte da fração argila calcinada mas não a totalidade, por não incluirem CaO, MgO, K_2O, Na_2O, MnO, TiO_2 e P_2O_5, os quais na realidade estão em menor proporção.

2.° — Consideramos a perda ao rubro da terra como sendo H_2O de hidratação + Mat. orgânica.

As parcelas no entanto se compensam em parte de modo a ser aceitavel a comparação. A verificação exata exigia que a fração argila calcinada, e portanto isenta de *matéria orgânica* e de *água de hidratação*, fosse analisada e então relacionássemos êstes valores com os dados da análise da terra fina.

Fizemos alguns cálculas exatos para justificar a comparação nos gráficos que se mostram aceitaveis.

Amostra 19.926

100 g T a 105° tem 71 g Arg. cal. que deram na análise 68 g de $SiO_2 + R_2O_3$

100 g T a 105° na análise por H_2SO_4 de D = 1,47 deram 76 g de $SiO_2 + R_2O_3$

Evidenciam os dados acima ter sido extraido de outras frações além da argila, 76 — 68 = 8 g de $SiO_2 + R_2O_3$. No gráfico porém,

o cálculo aproximado dá para 82 g de argila existentes, uma extração de 88 g ou sejam 6 g a mais.

Amostra 24895

100 g T a 105° tem 38 g Argila calc. que deram na anal. 36 g de $SiO_2 + R_2O_3$
100 g T a 105° na análise por H_2SO_4 de D = 1,47 deram 46 g de $SiO_2 + R_2O_3$

Neste exemplo foram retirados de outras frações 10 g, enquanto o gráfico revela apenas 7 g.

Amostra 18.465

100 g T a 105° tem 49 g Arg. calc. que deram na análise 45 g de $SiO_2 + R_2O_3$
100 g T a 105° na análise por H_2SO_4 de D = 1,47 deram 68 g de $SiO_2 + R_2O_3$

No caso foram retirados de outras frações 23 g, enquanto o gráfico indica 26 g.

Amostra 18.483

100 g T a 105° tem 17,6 g Arg. calc. que deram na análise 15,8 g de $SiO_2 + R_2O_3$
100 g T a 105° na análise por H_2SO_4 de D = 1,47 deram 57 g de $SiO_2 + R_2O_3$

E' uma amostra que revela uma extração igual a 41,2 g, de frações diversas da argila. O gráfico no entanto expressa 46 g.

Isto vem demonstrar que o H_2SO_4 de D = 1,47 no ataque da terra fina pode decompor não só a fração argila mas também as demais frações e em casos extremos abranger a areia grossa.

IV SEPARAÇÃO E ANÁLISE DO COMPLEXO COLOIDAL MINERAL

E' conceito firmado de que tem maior importância a técnica de separação do que propriamente o método de análise.

A nossa preocupação foi estabelecer um método prático de separá-lo dos demais componentes do solo e estabelecer um processo de análise química.

A) Separação do complexo coloidal

E' sempre um processo demorado e trabalhoso para o qual existem os mais variados métodos, desde a simples decantação até a centrifugação. Os dois pontos essenciais requeridos na separação dos colóides são:

1.º) Natureza do dispergente.
2.º) Diâmetro das partículas.

1.º *Natureza do dispergente*

Comprovada a maior eficácia do NaOH na dispersão dos solos, preferimos nos orientar pelo método de Robinson (Soil Analysis Wright, adaptando-o às nossas condições de trabalho. Dispensamos a eliminação da matéria orgânica pela água oxigenada a 6 % e o tratamento, anterior à dispersão, pelo cloreto de sódio N. Em se tratando de solos com carbono alto é indispensavel a água oxigenada pois então a percentagem de colóide seria muito influenciada pela matéria orgânica. Quanto à adição de cloreto de sódio, deixamos de fazê-la porque sendo a razão do seu emprêgo introduzir *Na* no complexo, julgamos ser suficiente a presença do ion Na^+ do hidróxido.

Amar Nath Puri (India — 1929) foi quem estabeleceu as idéias acima que foram aproveitadas por Robinson, observando-se porém não ter o primeiro conseguido bons resultados para certos solos ferruginosos e humosos, razão porque estabeleceu um novo processo (Soil Sci. 39-935). Neste a amostra é fervida com carbonato de amônio normal de modo a ser o *Ca* permutavel do complexo, substituido pelo NH_4. A seguir ferve-se com NaOH ou LiOH, 4-8 ml de solução N para 10 g de amostra e tem-se Na ou Li no complexo.

Para as atividades normais o método de Puri com 2 fervuras é de execução bem mais trabalhosa e daí não ser recomendavel. A dispersão pela simples agitação com NaOH durante 6 horas mostrou-se muito eficiente mesmo para os solos lateríticos, muito ferruginosos, os quais oportunamente serão submetidos por nós ao método de Puri para estudo comparativo.

2.º *Diâmetro das partículas*

Por complexo coloidal compreendem-se as partículas do solo de diâmetro inferior a 1 micron. E' um limite geralmente aceito,

diferindo portanto da fração argila que segundo a escala de ATTERBERG abrange as partículas menores de 2 micron, contendo estas minerais não intemperizados tais como feldspatos, mica e quartzo. Na fração inferior a 1 micron com exceção de quartzo sempre presente, não são encontrados minerais primários conforme foi verificado por vários pesquizadores e entre êles HENDRICK e FRY.

Fixamos como norma geral o limite usado por ROBINSON e outros onde o colóide é a parte não sedimentada durante 24 h para uma altura de 8,6 cm. Nestas condições o complexo coloidal tem como limite máximo 0,0014 mm ou 1,4 micron. Aparecem ainda na literatura estudos sôbre frações do próprio colóide.

Para termos uma idéia da influência do diâmetro das partículas coloidais nos resultados da análise química, apresentamos no quadro abaixo em A_1 as percentagens a 105° relativas aos colóides separados com 48 h de sedimentação e altura de 8,6 cm e em A_2 as percentagens a 105° relativas aos colóides separados a seguir nas mesmas dispersões porém com 24 h de sedimentação e mesma altura.

Número da amostra	A_1					A_2				
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	ki	kr	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	ki	kr
23.450	36,72	30,17	14,57	2,07	1,58	33,83	27,31	12,78	2,11	1,63
23.455	28,20	21,50	29,34	2,20	1,18	32,24	24,09	22,75	2,28	1,42
23.456	29,80	23,31	22,95	2,17	1,34	28,11	22,12	29,83	2,16	1,16
23.457	27,56	21,65	28,54	2,16	1,18	28,15	21,58	33,02	2,23	1,13

O método de análise foi ataque pelo H_2SO_4 de D = 1,47 — 29.11. Apresentamos também as percentagens no material extraído de A_1 e A_2.

Número da amostra	A_1			A_2		
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
23.450	45.08	37,04	17,88	45,77	36,95	17,29
23.455	35.68	27,20	37,12	40,77	30,46	28,77
23.456	39,18	30,65	30,17	35,11	27,63	37,26
23.457	35,45	27,85	36,70	34,10	26,05	39,85

Ainda que os valores absolutos sejam bem diversos em algumas determinações, em relação ao ki notamos pequenos afastamentos ao passo que kr difere mais para os dois tipos de colóide.

Quanto à técnica e método detalhado ler o trabalho dos autores apresentado nesta 2.ª Reunião, "Determinação de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 na Terra-Fina e Colóide do Solo".

B) ANÁLISE QUÍMICA DO COMPLEXO COLOIDAL

Investigamos três métodos:

Três Ácidos de R. C. GROVES (J. Agric Sci., 1933, 23)
Fusão com Carbonato de Sódio — método 29.10 do I.Q.A.
Ataque pelo H_2SO_4 de D = 147 — método 29.11 do I.Q.A.

1.º *Métodos dos três ácidos*

Consiste em submeter 1 g da argila colocada em um becher, ao ataque da mistura formada pelos ácidos sulfúrico, clorídrico e nítrico, fazendo-se o aquecimento até aparecerem fumaças brancas de SO_3.

Após a filtração e lavagem guarda-se o resíduo I que contém a sílica. O filtrado é evaporado até fumaças brancas. Procede-se a nova filtração e tem-se outro resíduo II contendo ainda sílica.

Os resíduos I e II reunidos são calcinados dando assim a sílica total que é depois fluorizada. Da fluorização resulta um resíduo, em geral, pesando de 1 a 3 mg, segundo R. C. GROVES, que registra casos excepcionais de 50 mg.

As amostras por nós examinadas forneceram resíduos de 6 a 8 mg conforme indicamos abaixo.

N.º da amostra	*Resíduo da fluorização*
23.340	7,5 mg
23.342	8,1 mg
23.344	6,2 mg

Em se tratando de resíduos maiores de 10 mg é necessário fundí-los e analisá-los. Mais simples e seguro é o método 29.11 do I.Q.A. que preferimos ao dos Três Ácidos.

2.º *Fusão com carbonato de sódio — Método 29.10*

Baseia-se no clássico método de análise das rochas e silicatos, de HILLEBRAND, havendo no caso do complexo preferência para o emprêgo do carbonato de sódio ao invés da mistura de carbonatos.

A fusão é precedida pela determinação da perda ao rubro feita na amostra préviamente cêca a 105°.

E' realmente um processo trabalhoso, requerendo do analista muitos cuidados no decorrer da fusão e na operação de retirada da massa fundida. É o mais generalizado dos métodos, se bem que ao nosso ver apresenta um ponto fraco por incluir na *sílica dosada* também o quartzo, mineral sempre encontrado no complexo coloidal. A extensão da sua influência nas dosagens não pudemos avaliar por exigir a sua determinação prévia no colóide. No entanto é de supor não seja causa de êrro tão acentuada pelo fato dos pesquisadores empregarem o método da fusão mesmo com o conhecimento da presença do quartzo.

3.° *Ataque do complexo pelo H_2SO_4 de D = 1,47 — Método 29.11*

As normas são exatamente aquelas seguidas no ataque da terra fina, método 25.13, salvo na quantidade de amostra que no caso do complexo coloidal é de *1g sêco a 105°*. A pesagem de 1 g a 105° exige cuidados por termos notado em certas amostras acentuada capacidade para absorver umidade durante a operação.

V CONFRONTO DE RESULTADOS

Chegamos depois de tantas páginas expostas à apreciação dos leitores, ao término das observações gerais sôbre os vários assuntos explanados, inclusive o problema magno para nós e focalizado na pág. 37. 1.° O material a ser analisado deve ser a terra fina ou o complexo coloidal mineral. 2.° O método químico a ser empregado em cada caso.

Na tabela anexa apresentamos os resultados dos valores de ki e kr obtidos mediante análise realizada em 37 amostras de complexos coloidais separados dos perfís antes descritos. A separação do complexo coloidal foi efetuada segundo o método 28.10 nas 20 primeiras e nas 10 últimas amostras da tabela.

As 7 amostras intermediárias, 24.887, 89, 91, 93, 94, 95 e 23.499, foram dispersas segundo o processo de PURI ($CO_3(NH_4)_2$ e NaOH), mas a separação efetuamos como no caso anterior. Os resultados detalhados são apresentados no outro trabalho dos autores.

TABELA I — COMPARAÇÃO DE ki E kr NO COLÓIDE E NA TERRA FINA

PERFIL	N.º DA AMOSTRA	PROF. EM cm	ki			kr		
			Colóide		Terra	Colóide		Terra
			29.11	29.10	25.13	29.11	29.10	25.13
PR 12	18.465	45—130	1.87	1.89	1.91	1.30	1.31	1.14
PR 12	18.466	130—167	2.98	2.93	2.69	2.00	1.95	1.53
SC 25	18.483	0—25	2.16	2.62	2.56	1.23	1.46	0.89
SC 25	18.484	25—130	2.38	2.44	2.87	1.55	1.61	1.61
RJ 157	23.348	460—513	2.14	2.21	2.59	1.82	1.86	1.99
RJ 163	23.509	720—750	2.81	2.94	3.56	2.15	2.20	2.39
RJ 172	23.840	212—250	2.59	2.33	3.38	2.00	1.85	2.26
RJ 176	24.027	118—153	2.39	2.48	2.51	2.03	2.10	1.97
RJ 176	24.030	268—313	4.13	4.25	4.41	2.81	2.91	2.81
CE	24.735	superficial	2.02	2.03	1.91	1.86	1.88	1.62
SP 406	B	2.ª camada	0.78	0.75	0.75	0.56	0.56	0.41
SP 406	E	5.ª camada	0.61	0.61	0.61	0.50	0.44	0.33
GO 2	25.145	6—200	2.19	2.14	2.24	1.44	1.41	1.46
GO 4	25.151	3—35	0.58	0.57	0.71	0.48	0.47	0.54
GO 5	25.153	3—40	0.23	0.21	0.27	0.18	0.16	0.19
GO 6	25.155	5—40	0.42	0.38	0.48	0.33	0.30	0.30
GO 10	25.162	3—100	1.38	1.38	1.34	1.17	1.18	1.12
RS 4	19.926	116—153	1.94	1.95	2.04	1.39	1.41	1.30
PE 5	25.825	0—36	2.67	2.83	2.97	1.94	2.07	1.96
PE 5	25.826	36—77	3.46	3.38	3.70	2.54	2.50	2.60
BA 3	24.887	144—180	1.92	1.97	1.98	1.65	1.69	1.61
DF 14	24.889	105—150	2.02	2.09	2.08	1.75	1.79	1.77
MG 20	24.891	160—200	0.80	0.86	0.77	0.46	0.49	0.37
PA 18	24.893	61—150	1.96	1.92	1.90	1.81	1.79	1.74
SP 9	24.894	0—25	1.91	1.86	1.83	1.39	1.33	1.10
SP 9	24.895	145—200	1.79	1.89	1.77	1.33	1.40	1.06
AZ	23.499	superficial	2.16	2.04	2.06	1.74	1.66	1.13
RJ 161	23.448	0—35	2.10		2.17	1.62		1.66
»	23.449	35—70	2.06		2.16	1.58		1.62
»	23.450	70—140	2.07		2.02	1.58		1.55
»	23.451	140—160	2.03		2.11	1.56		1.62
»	23.452	160—200	2.14		2.26	1.58		1.67
»	23.453	200—370	2.12		2.13	1.37		1.56
»	23.454	370—400	2.13		2.10	1.39		1.54
»	23.455	400—540	2.20		2.13	1.18		1.52
»	23.456	540—670	2.17		2.15	1.34		1.53
»	23.457	670—740	2.16		2.06	1.18		1.47

A) COMPARAÇÃO DAS RELAÇÕES OBTIDAS PELAS ANÁLISES DOS COLÓIDES MEDIANTE FUSÃO (29.10) E MÉTODO 29.11

Considerando as relações calculadas para as 27 primeiras amostras da tabela I como iguais até uma diferença de 0,1, o que se justifica pelo fato dos métodos não permitirem maior precisão, chegamos ao seguinte resumo do confronto realizado.

Para a relação ki concluimos que:

A	fusão	dá	ki	igual	ao	29.11	em	21	amostras	ou	seja	em	77,8	%
»	»	»	ki	maior	de	0,1 a 0,2	em	3	»	»	»	»	11,1	%
»	»	»	ki	maior	de	0,3 a 0,4	em	1	»	»	»	»	3,7	%
»	»	»	ki	menor	de	0,1 a 0,2	em	1	»	»	»	»	3,7	%
»	»	»	ki	menor	de	0,2 a 0,3	em	1	»	»	»	»	3,7	%

Para a relação kr:

A	fusão	dá	kr	igual	ao	29.11	em	24	amostras	ou	seja	em	88,9	%
»	»	»	kr	maior	de	0,1 a 0,2	em	1	»	»	»	»	3,7	%
»	»	»	kr	maior	de	0,2 a 0,3	em	1	»	»	»	»	3,7	%
»	»	»	kr	menor	de	0,1 a 0,2	em	1	»	»	»	»	3,7	%

Está assim documentada a eficácia do método 29.11 na análise do complexo coloidal, sendo preferível ao método de fusão por ser a sua técnica muito mais simples e não incluir o quartzo no cálculo de ki e kr.

Comparação das relações obtidas pelas análises da terra fina e do colóide.

Confrontamos agora as relações obtidas pela análise de 37 amostras de terra fina segundo o método 25.13, com as relações resultantes da análise dos correspondentes colóides. Repetimos a hipótese formulada no item anterior que considera iguais os valores com afastamento até 0,1.

B) OS VALORES DE KI NA TERRA FINA E NO COLÓIDE

Os valores ki são iguais em 23 amostras ou seja em 63,9 %.

ki	na	terra	é	maior	de	0,1 a 0,2	em	5	amostras	ou	seja	em	13,9	%
»	»	»	»	»	de	0,2 a 0,3	em	3	»	»	»	»	8,3	%
»	»	»	»	»	de	0,4 a 0,5	em	2	»	»	»	»	5,6	%
»	»	»	»	»	de	0,6 a 0,7	em	1	»	»	»	»	2,8	%
»	»	»	»	»	de	0,9 a 1,0	em	1	»	»	»	»	2,8	%
»	»	»	»	menor	de	0,2 a 0,3	em	1	»	»	»	»	2,8	%

Foi excluido do confronto a amostra 18.483 do perfil SC 25 em vista da divergência verificada nos dados sôbre o colóide.

Na tabela I e no quadro acima encontramos um único valor de ki maior para o colóide, enquanto na terra fina a relação aparece maior nos demais casos e nestes, desde que se admita uma tolerância máxima de 0,3 no afastamento, encontramos valores praticamente concordantes em 31 das 36 amostras ou seja em 81,6 %.

Ocorre pesquisar a causa da divergência mais acentuada em 4 amostras que tornamos a descrever:

1.º) SC 25 n.º 18.484 de 25-130 cm. Rocha em decomposição com blócos de basaltito alterado, no qual a análise total por fusão forneceu ki = 3,3.

O valor de ki na terra é 2,87 e no colóide 2.41.

2.º) RJ 157 n.º 23.348 de 460-513 cm. Amostra profunda tendo na areia grossa, biotita e microclina.

O valor de ki na tera é 2,59 e no colóide 2.18.

3.º) RJ 163 n.º 23.509 de 720-750 cm. Amostra profunda tendo na areia grossa, biotita microclina e oligoclásio.

O valor do ki na terra é 3,56 e no colóide 2,88.

4.º) RJ 172 n.º 23.840 de 212-250 cm. Amostra situada sôbre a rocha alterada.

O valor do ki na terra é 3,38 e no colóide 2,46.

É visivel a influência da rocha alterada na 1.ª e 4.ª amostras, devendo nas outras ocorrer o mesmo apesar de não se ter constatado a presença da rocha nas camadas examinadas, bastante profundas, 5 e 7 m respectivamente. Averiguada a interferência da rocha alterada e profundidade da camada no valor de ki poder-se-ia pretender concluir como sendo um fenômeno de carater geral, o que entretanto não se observa nos seguintes casos:

a) perfil PE 5 n.º 25.826. A amostra foi tirada na própria rocha alterada, tendo um afastamento de 0,3.

b) perfil RJ 176 n.º 24.030. A camada é moledo, tendo manifestado um desvio de 0,2.

c) perfil RJ 161 n.º 23.455/457. As camadas se localizam de 4 a 7,5 m e dão valores concordantes.

Os dados e comentários apresentados nas linhas acima nos permitem afirmar:

"Em face da concordância muito aceitável entre os valores de ki determinados na fração coloidal e aqueles encontrados para a terra fina analisada *segundo o método 25.13 do I.Q.A. concluimos pela conveniência do emprego dêste no estudo de perfís em virtude da simplicidade da sua técnica e rapidez relativa da execução*. Devemos acentuar no entanto que nas seções profundas ou junto de rocha alterada podem ser verificados desvios maiores de 0,3 o que obriga, nestas condições, a análise química do colóide apesar da separação demorada e trabalhosa".

C) Os valores kr na terra fina e no colóide

Os valores kr são iguais na terra e colóide em 18 amostras ou seja em 48,6 %.

kr	na	terra	é	maior	de	0,1	a	0,2	em	4	amostras	ou	seja	em	10,8 %
»	»	»	»	»	de	0,2	a	0,3	em	2	»	»	»	»	5,4 %
»	»	»	»	»	de	0,3	a	0,4	em	3	»	»	»	»	8,1 %
»	»	»	»	menor	de	0,1	a	0,2	em	4	»	»	»	»	10,8 %
»	»	»	»	»	de	0,2	a	0,3	em	2	»	»	»	»	5,4 %
»	»	»	»	»	de	0,3	a	0,4	em	1	»	»	»	»	2,7 %
»	»	»	»	»	de	0,4	a	0,5	em	2	»	»	»	»	5,4 %
»	»	»	»	»	de	0,5	a	0,6	em	1	»	»	»	»	2,7 %

Os valores de kr determinados pela análise da terra fina são em igual número, maiores e menores do que aqueles resultantes da análise do colóide, apresentando como se vê na tabela I e quadro acima, preferência não em dado sentido como constatamos antes para o índice ki. Também não há influência definida da rocha alterada ou da profundidade da seção examinada.

Embora os valores iguais apareçam em menor número de amostras, por outro lado os afastamentos não ultrapassam de 0,6 o que aliás se dá em um único caso:

Para uma tolerância de 0,3 obtemos uma concordância em 30 das 37 amostras postas em confronto e daí concluirmos ser o *método 25.13 recomendável na análise da terra fina para o estabelecimento da relação kr*.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como acentuamos antes, a observação dos gráficos I, II e III revelou que o ácido sulfúrico D = 1,47 não se limitava no geral a decompor a fração argila da análise mecânica, mas atingia

os componentes das frações mais grosseiras; assim em 37 amostras examinadas encontramos apenas duas em que o ataque se limitou à argila.

As pesquisas, contidas na literatura estrangeira, revelam que os minerais primários, feldspatos e micas, não são encontrados na fração coloidal abaixo de 0,001 mm, mas podem aparecer nas frações grosseiras. Uma vez demonstrado o ataque destas pelo ácido era de supor que as relações ki e kr calculadas pela análise da terra fina fossem acentuadamente maiores do que as do colóide pois naquela podiam influir minerais alterados ou não, mais ricos proporcionalmente em sílica. Confrontando os valores de ki e kr para terra fina e colóide deparamos, contra toda espectativa, com uma concordância aceitável que nos levou a recomendar o emprego do método 25.13 na análise química da própria terra e nos sugere os comentários seguintes. As condições de formação das terras brasileiras estudadas, abrangendo vários Estados, determinaram uma passagem brusca do estádio rocha e rocha alterada para o de solo, mesmo quando adjacentes, o que é revelado pelas relações ki e kr reflexos do grau das alterações. Em outras palavras, uma vez tendo atuado o intemperismo sôbre a rocha, o material de diâmetro inferior a 2 mm, ou seja terra fina, difere totalmente delas pela natureza dos silicatos que a compõem, não devendo existir nestes quantidades apreciáveis de feldspatos, micas e outros minerais primários de decomposição fácil. Ocorrendo tais casos em zonas de clima temperado como Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná somos inclinados a crer que em eras passadas as mesmas foram séde de outras condições climáticas, fato êsse concordante com a teoria de WIEGNER sôbre a mutação dos polos.

NOTA

O presente trabalho foi realizado com a eficiente cooperação de Hilda Almeida de Aguiar que executou a quasi totalidade das análises aqui citadas, merecendo assim os mais calorosos agradecimentos do autor.

BIBLIOGRAFIA

AMAR NATH PURI — Soil Sci. 39 — 1935.
ANDERSON E BYERS — U.S. Dept. of Agric. Tech. Bul. 228 — 1931.
Arquivo da Seção de Solos do I.Q.A.
BALL D. V. — III Int. Cong. of Soil Sci. — 1935.
BEALE O. W. — Soil Sci. 48 — 1939.
BENETT H. H. — Soil Sci. 21 — 1926.
BRADFIELD R. — Journ. Amer. Soc. Agronomy — 1925.
BROWN A. L. E CALDWELL A. C. — Soil Sci. 63 — 1947.
COLEMAN R. E JACKSON M. L. — Soil Sci. Soc. of Amer. Proceedings — 1946.

JORNAL DO COMMERCIO — Rodrigues & Cia.
Av. Rio Branco, 117 - Rio de Janeiro - 1950