

UNIVERSIDADE DE TRÁS-OS-MONTES E ALTO DOURO

**AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE DO POTÁSSIO
EM SOLOS DE TRÁS-OS-MONTES
CONTRIBUIÇÃO PARA O SEU ESTUDO**

ESTER MARIA ABRANCHES COSTA PORTELA

VILA REAL, 1989

Dissertação de doutoramento elaborada
para obtenção de grau de Doutor em
Engenharia Agrícola de acordo com o
disposto no nº1 do Artº 8º do DI 388/70,
de 18 de Agosto.

AGRADECIMENTOS

Numa jornada tão longa e exigente, quanto a da elaboração de uma tese de doutoramento, não se faz caminho sem apoios inequívocos de tipo diverso, prestados por numerosas pessoas, a começar por familiares e amigos. Destes recebemos constantemente sinais de solidariedade e encorajamento. Dos primeiros, nomeadamente dos avós paternos e maternos da Joana e da Ana Rita, e por ocasião das nossas estadas nos EUA, recebemos ainda a paz de espírito resultante de sabermos que as nossas filhas eram acolhidas com grande disponibilidade e carinho. A todos os familiares e amigos é, pois, dirigida uma palavra de gratidão.

Devemos ainda referir que subjacente à versão final da tese está o trabalho de dactilografia e leitura efectuado por meu marido, José Portela, que durante longos meses "queimou as pestanas" à frente do monitor. As muitas atitudes de compreensão, ajudas e "mimos" da Joana e Ana Rita são igualmente bens que é mister, aqui e agora, voltar a reconhecer.

De superiores hierárquicos, mestres, colegas e técnicos auxiliares recebemos também numerosas contribuições. Queremos portanto expressar os nossos mais vivos agradecimentos:

- ao Professor Fernando Real e Professor J. Lima Pereira, que em diversos momentos nos últimos anos (1985 - 1989) tornaram possível, não só a obtenção de recursos financeiros para a realização do trabalho de investigação, mas também a nossa valorização profissional;
- ao Professor J. Quelhas dos Santos (ISA), que se prontificou a ser orientador científico, função que desempenhou com um sentido apurado da autonomia e responsabilidade que cabem ao doutorando; que se dispôs a rever pacientemente os textos preliminares e a formular as respectivas sugestões; e que nos encorajou a iniciar, prosseguir e concluir a "caminhada";
- ao Engenheiro J. Almeida Alves, que muito empenhadamente conseguiu, através do PROCALFER, obter recursos materiais e financeiros necessários não só à realização do trabalho laboratorial na UTAD, como no Departamento de Agronomia da Universidade de Purdue (Indiana, EUA); nesta instituição tivemos o privilégio de trabalhar no Verão de 1986 e 1987;
- ao Professor James Ahlrichs (Universidade de Purdue), que nos auxiliou na interpretação dos espectrogramas de Raios Infravermelhos e na clarificação de questões no domínio da mineralogia das argilas. Não podemos deixar de referir o modo caloroso

e amigo como o Professor James Ahlrichs e Kristina Ahlrichs nos receberam em West Lafayette, Indiana;

- ao Professor Stanley Barber (Universidade de Purdue) pelas facilidades concedidas na utilização do Laboratório de Fertilidade do Solo e, sobretudo, pelos esclarecimentos e discussões profícuas que nos proporcionou; sem estas a compreensão e aplicação do seu modelo seriam tarefas bem mais difíceis ;

- ao Professor Ibanor Anghinoni (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil), e a Janet Hancock, técnica do Laboratório de Fertilidade do Solo (Universidade de Purdue), que muito abertamente nos transmitiram os seus saber e saber-fazer na área dos ensaios biológicos;

- ao Dr. J. Vieira e Silva (EAN), de quem obtivemos a execução e a interpretação dos diagramas de Raios X, bem como esclarecimentos sobre a mineralogia das argilas;

- ao Professor J. Bastos de Macedo (ISA), com quem em Moçambique aprendemos o abc sobre solos, e de quem recebemos algumas observações e ensinamentos, bem como uma bibliografia tão valiosa quanto numerosa;

- ao Engenheiro A. Afonso Martins (UTAD), nosso colega da Divisão de Solos e Fertilidade, de quem recebemos palavras de encorajamento, e pronta colaboração nas tarefas de selecção e colheita de amostras de solos, e descrição e classificação de solos;

- ao Professor A. Nazaré Pereira (UTAD), que nos prestou valiosa ajuda na compreensão e aplicação da abordagem da cinética enzimática à absorção do K, e que nos fez comentários críticos relativamente a algumas partes dos primeiros escritos;

- ao Dr. Coelho Pires (UTAD), que nos efectuou a identificação dos minerais das rochas em lâminas delgadas;

- ao Professor Rui Vale (UTAD), de quem recebi observações e comentários meticolosos sobre algumas secções do texto inicial;

- à Dr^a. Solange Mendonça (UTAD), que, com o rigor próprio de quem estuda Física, examinou algumas secções da versão inicial da tese;

- aos funcionários do Laboratório de Solos da UTAD, senhores Fernando Fraga, Maria de Fátima Costa, Martinho Correia, Maria José Lima Pereira e Lúcia Rodrigues, e do Laboratório de Química, senhor Alfredo Duarte, que com competência e diligência realizaram grande número das análises de solos e de plantas;

- aos senhores Óscar Pedro Rodrigues e José Carlos Rodrigues (UTAD), que muito pacientemente desenharam as figuras do trabalho.

- aos senhores Alfredo Cristelo e César Gomes pela colaboração prestada no processamento de dados e processamento de texto.

ÍNDICE

	Página
RESUMO.....	ix
SÍMBOLOS E ABREVIATURAS.....	xi
LISTA DAS FIGURAS.....	xii
LISTA DOS QUADROS.....	xiv
CAPITULO I - INTRODUÇÃO.....	1
CAPITULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
1 - Dinâmica do potássio: o factor solo	5
1.1 - O K nos minerais.....	5
1.1.1 - Feldspatos potássicos.....	6
1.1.1.1 - Estrutura dos feldspatos	6
1.1.1.2 - Meteorização e libertação do K dos feldspatos.....	7
1.1.2 - Micas, ilites e vermiculites	9
1.1.2.1 - Estrutura das micas	9
1.1.2.2 - Meteorização e libertação do K das micas	12
1.2 - Mobilização do K.....	23
1.2.1 - K em solução.....	23
1.2.2 - K permutável.....	27
1.2.3 - K interlamelar	35
1.2.3.1 - Libertação do K.....	36
1.2.3.2 - Fixação do K.....	40
1.3 - Transporte do K	42
1.3.1 - Difusão e fluxo de massa.....	42
1.3.1.1 - Coeficiente de difusão.....	47
1.3.1.2 - Factores do solo que influenciam a difusão.....	48
1.3.2 - Lixiviação do K.....	50
2 - Absorção do potássio: o factor planta.....	54
2.1 - Características cinéticas de absorção do K	54
2.1.1 - Metodologia utilizada na caracterização do fluxo de nutrientes para a raiz	57

2.1.2 - Factores que afectam o influxo do K	58
2.1.2.1 - Estado nutritivo da planta	58
2.1.2.2 - Proporção do sistema radicular provido com K	59
2.1.2.3 - Diferenças entre génotipos	59
2.1.2.4 - Temperatura	60
2.1.2.5 - Idade da planta	61
2.2 - Sistema radicular	63
2.2.1 - Extensão e morfologia do sistema radicular	63
2.2.2 - Factores ambientais que afectam o sistema radicular e a absorção do K	69
2.2.2.1 - Água do solo	69
2.2.2.2 - Impedância mecânica	70
2.2.2.3 - Arejamento	71
2.2.2.4 - Temperatura	72
2.2.2.5 - Toxicidade do alumínio	73
2.2.2.6 - Outros nutrientes	73
3 - A avaliação da disponibilidade do potássio	74
3.1 - Factores intensidade e capacidade	75
3.2 - K permutável	77
3.3 - K não permutável	79
4 - O modelo de Barber e Cushman	81
4.1 - Descrição do modelo	82
4.2 - Pressupostos do modelo	84
4.3 - Verificação do modelo	85
4.4 - Análise de sensibilidade	86

CAPITULO III - CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA E MINERALÓGICA DOS SOLOS

1 - Material e métodos	90
1.1 - Os solos	90
1.2 - Análise mineralógica	93
1.2.1 - Identificação dos minerais da rocha subjacente	93

1.2.2 - Identificação dos minerais dos solos por difracção de Raios X..	93
1.2.3 - Identificação dos minerais argilosos por absorção de Raios Infravermelhos	93
1.3 - Métodos de extracção do K	94
1.3.1 - K solúvel.....	94
1.3.1.1 - Concentração do K em solução aquosa.....	95
1.3.1.2 - Efeito da calagem e da temperatura de incubação na concentração do K da solução do solo	95
1.3.2 - K permutável	96
1.3.3 - K assimilável	96
1.3.4 - K não permutável ou K de reserva (HNO_3)	96
1.3.5 - K total	96
1.4 - Curvas tampão do K.....	97
1.5 - Fixação do K.....	98
2 - Resultados e discussão	98
2.1 - Composição mineralógica dos solos.....	98
2.2 - Formas do K no solo	102
2.2.1 - Efeito da calagem e da temperatura de incubação na concentração do K em solução.....	103
2.2.2 - Efeito da secagem ao ar das amostras nos teores do K permutável	105
2.3 - Curvas tampão do K.....	106
2.4 - Poder de fixação dos solos para o K.....	113
CAPITULO IV - RESERVAS DE POTÁSSIO DOS SOLOS	
1 - Material e métodos	117
2 - Resultados e discussão	119
2.1 - Produção de matéria seca e concentração do K no azevém.....	119
2.2 - Absorção do K não permutável pelo azevém e sua relação com a composição mineralógica dos solos	122
2.3 - Determinação do K não permutável pelo HNO_3	130

CAPITULO V - PREVISÃO DA ABSORÇÃO POTÁSSIO DO ATRAVÉS DO MODELO MATEMÁTICO DE BARBER E CUSHMAN

1 - Cinética da absorção do K.....	133
1.1 - Material e métodos.....	133
1.1.1 - Metodologia utilizada no cálculo dos parâmetros cinéticos.....	133
1.1.2 - Procedimento experimental.....	135
1.2 - Resultados.....	136
2 - Determinação dos factores do solo e da planta.....	138
2.1 - Material e métodos.....	138
2.1.1 - O ensaio em vasos.....	138
2.1.2 - Determinação dos parâmetros do solo	140
2.1.3 - Determinação dos parâmetros da planta.....	141
2.2 - Resultados.....	142
3 - Discussão.....	147
3.1 - Verificação do modelo.....	147
3.2 - Análises de sensibilidade.....	148
3.2.1 - Variação da concentração do K em solução.....	148
3.2.2 - Variação do teor de água do solo	149

CAPITULO VI - DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

1 - Exigências das plantas em K e necessidade da adubação potássica.....	153
2 - Classificação dos solos de acordo com as suas reservas em K e principais factores limitantes da nutrição potássica das plantas	155
3 - Conclusões.....	163
BIBLIOGRAFIA.....	165
ANEXOS	199

RESUMO

Em Portugal tem-se observado que a maioria das culturas apresenta uma resposta fraca à adubação potássica. Esta constatação poderá estar relacionada, quer com os baixos níveis de produtividade frequentemente atingidos, quer com a existência de reservas elevadas de K nalguns solos. Por outro lado, tem-se verificado também que a resposta à adubação potássica é bastante inconsistente, sendo muitas vezes precária a informação fornecida pelo nível do K disponível.

A disponibilidade do K depende da capacidade do solo para fornecer o nutriente às plantas e da capacidade das plantas para explorar o K e do seu metabolismo. A capacidade do solo para fornecer o nutriente às plantas é função, em grande parte, das reservas em K dos solos, as quais estão relacionadas com o material originário e com as condições de meteorização a que estão sujeitos, e ainda das características físico-químicas e mineralógicas dos solos. As plantas, por sua vez, possuem exigências diferentes em K e diferem na capacidade do seu sistema radicular para explorar o K do solo.

Um dos motivos subjacente à realização deste trabalho é precisamente o de avaliarmos e compreendermos quais os factores do solo e da planta que afectam significativamente a absorção do K, o que será atingido através da verificação do modelo de Barber e Cushman.

Por outro lado, porque são inúmeros os condicionalismos de solo-clima-planta que afectam a nutrição das plantas tornou-se necessária a realização de estudos pormenorizados que nos permitissem obter mais informação acerca das características morfológicas, físico-químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de solos.

Assim, em síntese, os principais objectivos deste trabalho são:

- contribuir para um melhor conhecimento dos tipos de solos mais representativos de Trás-os-Montes, no que se refere às características físico-químicas e mineralógicas e a sua relação com as condições de meteorização prevalentes em cada zona;
- obter, nestes solos, uma estimativa das reservas de K;
- verificar o modelo de Barber e Cushman nalguns dos solos da região;
- hierarquizar para cada solo, ou grupo de solos, os principais factores limitantes da nutrição potássica das plantas.

Na revisão bibliográfica focam-se os aspectos relacionados com a dinâmica do potássio no solo e os factores da planta e do solo que interferem na absorção do K. Faz-se, ainda, uma revisão das metodologias utilizadas na avaliação do K disponível do solo, descrevendo-se por fim, em linhas gerais, o modelo de Barber e Cushman.

A parte experimental consistiu na caracterização físico-química e mineralógica dos solos; na estimativa das suas reservas de K com base num ensaio biológico, em que se procurou exaurir o K através do cultivo, por cortes sucessivos, do azevém; e na verificação do modelo de Barber e Cushman através dum ensaio biológico com milho.

Faz-se finalmente o agrupamento dos solos, de acordo com as suas características físico-químicas e mineralógicas, condições de meteorização a que estão sujeitos, e suas reservas em K. Identificam-se, também, para cada grupo de solos, os principais factores limitantes da nutrição potássica das plantas. Extraem-se ainda conclusões relativamente à necessidade de adubação potássica dos solos em função das exigências de K das culturas.

As conclusões são, em resumo, as seguintes:

- Os factores mais importantes na nutrição potássica das plantas são: o comprimento radicular, o K em solução, o teor de água do solo, e o poder tampão para o K.
- A alimentação potássica de plantas com baixa necessidade em K pode depender, em grande medida, da libertação do K não permutável em solos com reservas médias a elevadas de K. Plantas com necessidade elevada em K estão sobretudo dependentes do teor de " K_2O assimilável", porque a taxa de libertação do K não permutável é, em geral, insuficiente para manter um crescimento adequado das plantas.
- Consoante as reservas de K e o seu poder tampão para o K, os solos estudados podem ser agrupados do modo seguinte:
 - os solos derivados de xisto ou granito, com texturas grosseiras, ácidos e com teores elevados de matéria orgânica, em regiões com precipitação elevada, apresentam reservas quase nulas de K e um poder tampão para o K reduzido;
 - os solos derivados de rochas básicas ou ultrabásicas têm reservas reduzidas em K, mas um poder tampão para o K relativamente elevado;
 - os solos derivados de granito, com texturas grosseiras, ácidos, e com teores médios a baixos de matéria orgânica apresentam reservas médias de K e um baixo poder tampão para o K;
 - os solos derivados de xistos apresentam elevadas reservas de K, e um razoável poder tampão;
 - o solo derivado de aluviões apresenta reservas de K muito elevadas, as quais são facilmente mobilizáveis.
- A calagem dos solos ácidos, além de reduzir a toxicidade do alumínio, criando assim melhores condições ao desenvolvimento radicular das plantas, poderá aumentar consideravelmente o poder tampão dos solos para o K.

SÍMBOLOS E ABREVIATURAS UTILIZADOS NA COMPONENTE EXPERIMENTAL

b	-	Poder tampão do solo para um determinado ião
C	-	Concentração
Cl	-	Concentração dum ião na solução do solo
Cl_i	-	Concentração dum ião na solução do solo antes do crescimento das plantas
C_{min}	-	Concentração do ião em solução quando $I_n = 0$
C_s	-	Quantidade do ião adsorvido aos colóides do solo
CTC	-	Capacidade de troca catiónica
CTC_e	-	Capacidade de troca catiónica efectiva
D	-	Coeficiente de difusão dum ião em água
D_e	-	Coeficiente de difusão efectiva dum ião no solo
f	-	Factor de impedância ou tortuosidade dum ião que se difunde no solo
I_n	-	Influxo dum ião através da raiz
I_{max}	-	Taxa máxima de influxo dum ião através da raiz
k	-	Taxa de crescimento da raiz
K_m	-	Constante de absorção de Michaelis-Menten
L	-	Comprimento da raiz
L_v	-	Comprimento da raiz por unidade de volume de solo
$M.S.$	-	Matéria seca
L_0	-	Comprimento inicial da raiz
$P.R.$	-	Produção relativa
r	-	Distância radial do eixo da raiz
r_0	-	Raio da raiz
r_1	-	Metade da distância entre duas raízes
t	-	Tempo
V	-	Volume
v_0	-	Fluxo de água através da raiz
w	-	Consumo de água pelas plantas
θ	-	Teor de água do solo expresso em volume
ρ	-	Massa volúmica

LISTA DAS FIGURAS

Fig. II.1 - Arranjo dos tetraedros de sílica.....	10
Fig. II.2 - Estruturas ideais das micas.....	11
Fig. II.3 - Meteorização das micas, ao longo dos folhetos e em cunha	13
Fig. II.4 - Efeito da oxidação do Fe^{2+} em Fe^{3+} na orientação do OH	18
Fig. II.5 - Transformação da mica em minerais argilosos	21
Fig. II.6 - Minerais de transição entre a ilite e a montmorilonite ou vermiculite....	21
Fig. II.7 - Modelo ilustrativo do efeito dos hidróxidos de Fe e Al na fixação do K	22
Fig. II.8 - Relações de equilíbrio entre as diversas fracções do K do solo.....	24
Fig. II.9 - Frequência da distribuição da concentração do K em solução.....	25
Fig. II.10 - Locais de adsorção do K^+ numa mica alterada	29
Fig. II.11 - Relações Q/I do K.....	31
Fig. II.12 - Relação entre a concentração do K em solução e o K permutável.....	32
Fig. II.13 - Gradientes de concentração dos nutrientes N, P e K no solo, na vizinhança da raiz	44
Fig. II.14 - Diferentes acções a que está sujeito o K em solução	51
Fig. II.15 - Relação entre o influxo do K e a concentração do K em solução.....	56
Fig. II.16 - Relação entre a densidade radicular e a taxa de absorção dos nutrientes transportados por difusão.....	66
Fig. II.17 - Taxa de absorção do K por unidade de comprimento radicular relativamente ao volume do cilindro radicular	69
Fig. II.18 - Análise de sensibilidade dos parâmetros utilizados no modelo de Barber e Cushman.....	87
Fig. II.19 - Efeito da variação de alguns parâmetros na absorção do K previsto pelo modelo de Barber e Cushman.....	89
Fig. III.1 - Localização geográfica dos solos estudados	91
Fig. III.2 - Diagramas dos solos 3 e 10 obtidos por espectrometria de Raios Infravermelhos	100

Fig. III.3 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 3.....	107
Fig. III.4 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 4	108
Fig. III.5 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 9	108
Fig. III.6 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 10	109
Fig. III.7 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 12.....	109
Fig. III.8 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 13	110
Fig. III.9 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 14.....	110
Fig. III.10 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 15	111
Fig. III.11 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 16.....	111
Fig. III.12 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 20.....	112
Fig. IV.1 - K cumulativamente absorvido pelo azevém nos solos 13, 14, 15 e 16 ...	120
Fig. IV.2 - K cumulativamente absorvido pelo azevém nos solos 3,4,9,10,12 e 20..	120
Fig. IV.3 - Difractograma de RX do solo 3 antes e após o seu cultivo intensivo	125
Fig. IV.4 - Difractograma de RX no solo 4 antes e após o seu cultivo intensivo	125
Fig. IV.5 - Difractograma de RX do solo 9 antes e após o seu cultivo intensivo	126
Fig. IV.6 - Difractograma de RX do solo 10 antes e após o seu cultivo intensivo...	126
Fig. IV.7 - Difractograma de RX do solo 20 antes e após o seu cultivo intensivo...	127
Fig. V.1 - Linearização duma equação do tipo E.V.7	135
Fig. V.2 - Curva de esgotamento do K duma solução nutritiva por plantas de milho com 19 dias de idade	137
Fig. V.3 - Taxa de absorção do K em função da concentração do K em solução, por plantas de milho com 19 dias	138
Fig. V.4 - Relação entre o K calculado através do modelo de Barber e Cushman e o K absorvido por plantas de milho	146
Fig. V.5 - Simulação da absorção do K pelas plantas quando se faz variar a concentração de K (CII), o teor de água (θ) e o poder tampão do solo para o K (b), utilizando o modelo de Barber e Cushman.....	151

LISTA DOS QUADROS

Quadro II.1 - Amplitude de variação do K solúvel em diversos tipos de solos.....	24
Quadro II.2 - Variação do K de troca em 195 solos (camada superficial).....	27
Quadro II.3 - Estimativa do fornecimento dos nutrientes Ca, Mg, K e P às raízes do milho através de trocas por contacto, fluxo de massa e difusão..	42
Quadro II.4 - Coeficientes de difusão do K em água, solos e numa ilite	47
Quadro II.5 - Densidade radicular (L_v) de diversas espécies em condições de campo	65
Quadro II.6 - Parâmetros iniciais do solo e da planta utilizados na simulação da absorção do K.....	87
Quadro III.1 - Caracterização físico-química das amostras de solos.....	92
Quadro III.2 - Quantidades de K adicionadas aos solos.....	97
Quadro III.3 - Composição mineralógica da fracção argila ($< 2 \mu\text{m}$)	98
Quadro III.4 - Composição mineralógica da fracção limo ($2 - 20 \mu\text{m}$).....	99
Quadro III.5 - Composição mineralógica da fracção areia muito fina ($20 - 50 \mu\text{m}$)...	99
Quadro III.6 - Razão entre os picos a 3700 e a 3620 cm^{-1} de amostras de argila.....	101
Quadro III.7 - Teores de K solúvel em água, K de troca, K "assimilável", K - HNO_3 , K de reserva e K total	102
Quadro III.8.1 - Variação do K da solução do solo com a temperatura de incubação e a calagem.....	103
Quadro III.8.2 - Efeito da temperatura de incubação na concentração do K em solução, no teor de nitratos e na acidez do solo	104
Quadro III.9 - K de troca em amostras húmidas e secas ao ar	105
Quadro III.10 - Valores do pH, acidez de troca e CTC_e após a calagem.....	107
Quadro III.11 - Quantidade de K fixado (%) pelos solos, com e sem a calagem	115
Quadro IV.1 - Matéria seca total (M.S.) e produção relativa da parte aérea (P.R.) do <i>Lolium perenne</i> por vaso nos tratamentos sem e com K, e K total absorvido por vaso da parte aérea e raiz.....	119

Quadro IV.2 - Concentração do K na parte aérea do <i>Lolium perenne</i> e produção relativa (P.R.) de matéria seca de alguns dos cortes.....	121
Quadro IV.3 - Variação do K permutável e quantidade de K libertado.....	123
Quadro IV.4 - Razões (10Å/14 Å e 10Å/5Å) entre a intensidade dos picos da fracção argilosa antes e após o cultivo intensivo dos solos	127
Quadro IV.5 - K libertado de formas não permutáveis pelo cultivo de plantas e K de reserva extraído com o HNO ₃	131
Quadro V.1 - Parâmetros cinéticos de absorção do K da cultivar de milho Becks 65x.....	137
Quadro V.2 - Condições do ensaio em vasos: densidade aparente, teor de humidade, níveis de calcário e K aplicado aos solos	139
Quadro V.3 - Comprimento radicular, peso de matéria seca (M.S.), teor de K nas plantas e K total absorvido por vaso por plantas de milho	143
Quadro V.4 - Parâmetros do solo 3 e do solo 4 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman	144
Quadro V.5 - Parâmetros do solo 9 e do solo 10 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman	144
Quadro V.6 - Parâmetros do solo 12 e do solo 13 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman	145
Quadro V.7 - Parâmetros do solo 14 e do solo 15 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman	145
Quadro V.8 - Parâmetros do solo 16 e do solo 20 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman	146
Quadro V.9 - K absorvido e teores respectivos na parte aérea de plantas de milho cultivadas nos solos 12 e 13 sem adubação potássica. Resultados obtidos por simulação através do modelo de Barber e Cushman	148
Quadro V.10 - Parâmetros médios do solo 12 e da planta utilizados na simulação da absorção do K.	150

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A libertação do K resultante da meteorização de vários minerais foi o suporte quase exclusivo da nutrição potássica das plantas durante milhares de anos. Na grande maioria dos solos em Portugal a fraca resposta das plantas ao K tem sido uma constante ao longo dos anos (Balbino, 1961; Alves 1965-1967; Alves e Cardoso, 1968; Alves *et al*, 1977). Só excepcionalmente se têm observado respostas positivas à adubação potássica. Actualmente, porém, as produções unitárias tendem a ser mais elevadas do que no passado, não só porque se utilizam cultivares geneticamente mais produtivas, mas também porque se dominam, em maior extensão, os factores ambientais. Nestas condições, ocorre perguntar: será a quantidade de K proveniente da alteração dos minerais suficiente para satisfazer exigências alimentares necessariamente mais elevadas, ou as reservas de K tenderão a ficar exauridas?

Existe uma larga diversidade de métodos na avaliação do K dito "assimilável", e têm-se feito esforços enormes para descobrir o "melhor" método. Contudo, até recentemente, parece não existir nenhum método químico universalmente aceite (Grimme, 1985; Novozamsky e Houba, 1987). Em Portugal também têm sido testados e comparados vários índices de disponibilidade do K (Almeida e Balbino, 1960 e Vasco da Gama, 1975, 1979). Alguns dos métodos tem fornecido correlações aceitáveis entre o K absorvido pelas plantas, em ensaios em vaso, e os diversos índices testados. Em ensaios de campo, porém, tem-se observado uma resposta inconsistente à adubação potássica (Balbino, 1961; Alves, 1965-1967; Alves e Cardoso, 1967; Alves *et al*, 1977), manifestando-se precária a informação fornecida pela análise do solo. Consequentemente, impõe-se a busca das respostas para as questões seguintes: será possível ultrapassar esta forma aparentemente insatisfatória de determinar a capacidade do solo para fornecer o K às plantas? Haverá uma melhor base de utilização dos resultados analíticos no sentido de se aumentar a correlação entre a resposta ao K e índices de disponibilidade, e assim tornar mais eficiente as recomendações da adubação potássica?

A dificuldade em se estabelecer relações válidas entre os índices de disponibilidade do K e a resposta das plantas à adubação potássica é constante na literatura. Esta dificuldade tem sido atribuída, em grande parte, ao facto de se tratar conjuntamente toda a informação obtida nos ensaios de campo. A disponibilidade do K e a resposta das plantas à adubação potássica dependem de diversos factores ambientais (edáficos e climáticos) e de factores relacionados com as plantas. Cooke (1982) verificou que, por

exemplo, relativamente ao K, a análise do solo apenas explica 27% da variabilidade encontrada nas respostas à adubação potássica, enquanto que o tipo de solo explicava 39% dessa variabilidade. Isto significa que o conhecimento do tipo de solo foi mais útil na avaliação das respostas das plantas à aplicação do K do que os índices laboratoriais. Barber (1981) comenta igualmente que é possível encontrar correlações satisfatórias quando se estudam solos semelhantes, mas tal já não acontece quando uma gama variada de tipos de solos são incluídos num mesmo estudo.

Uma das razões para tal verificação poderá residir no facto de a análise química avaliar apenas a capacidade potencial do solo para fornecer nutrientes às plantas, mas não caracterizar suficientemente nem a mobilidade dos nutrientes no solo, nem as diferenças necessariamente existentes entre as plantas.

As relações entre factores do solo e da planta e a disponibilidade do K são, contudo, difíceis de estabelecer. A este respeito Beringer (1987) afirma: "The dimensions of the complex relationships in soils and plants and of their interactions are nearly indefinable. Large and small-scale pedogenesis, soil texture, soil structures, rainfall (irrigation) pattern etc., all these are parameters contributing to nutrient availability in the soil and thus affecting fertilizer recommendation for cropping systems of different species and yield potentials".

Em resumo, não é fácil estabelecer, em termos gerais, as relações existentes entre as características dos solos e das plantas e a disponibilidade de potássio. Este facto, porém, não significa que não se procurem deduzir princípios gerais a partir da interpretação dos efeitos de factores simples ou das suas interações. Estes princípios gerais podem ser alcançados através de uma abordagem agronómica empírica, ou através de modelos de simulação. O primeiro processo é o mais vulgarmente utilizado nas recomendações de adubação potássica, enquanto que os modelos de simulação, embora sem aplicabilidade prática nas análises de rotina, podem ser de grande utilidade na compreensão das razões pelas quais alguns solos se afastam de determinados padrões de comportamento. É pois possível, através de modelos de simulação, encontrar as limitações de cada solo que seriam impossíveis de identificar através de métodos químicos de extracção.

Barber e Cushman (1981) desenvolveram recentemente um modelo matemático mecanicista que prevê a absorção do K com base em parâmetros medidos no solo e na planta. Este modelo tem sobretudo interesse no domínio da investigação. Na medida em que incorpora as características essenciais do sistema solo-planta e as quantifica sob uma forma compreensível, ajuda-nos a perceber o sistema e a avaliar quais os parâmetros que afectam, de forma mais significativa, a absorção do K pelas plantas. Como faz notar

Barber (1984): "Research in soil fertility has often relied on empirical correlations between increases in shoot growth or nutrient content and chemical measurements on samples of soil. Useful correlations may be obtained without knowing the mechanisms involved, but they are generally unsatisfactory for predictive purposes involving other plant-soil interactions or for developing an understanding of the processes involved".

No entanto, a utilização duma abordagem empírica continua a ser a mais adequada na recomendação da adubação potássica. Mas, com referimos, os inúmeros condicionalismos solo-clima-planta tornam insatisfatória a utilização do K "assimilável" como único parâmetro na avaliação da capacidade do solo para fornecer o K às plantas. Assim sendo, torna-se necessária a realização de estudos pormenorizados que nos permitam obter mais informação acerca dos factores edafo-climáticos que afectam a nutrição potássica das plantas. Optámos, pois, neste trabalho, por aprofundar os conhecimentos de base, nomeadamente sobre a mineralogia e pedologia de cada tipo de solos, com utilidade na recomendação da adubação potássica. Além disso, com o objectivo de adquirirmos uma melhor compreensão dos processos e parâmetros envolvidos na alimentação potássica das plantas, testámos o modelo de Barber e Cushman nos solos de Trás-os-Montes. Este modelo ajudar-nos-ia, a descobrir as lacunas da nossa compreensão e a formular novas questões. Assim, temos como objectivos principais deste trabalho os seguintes:

- contribuir para um melhor conhecimento dos tipos de solos mais representativos de Trás-os-Montes, no que se refere às características físico-químicas e mineralógicas e a sua relação com as condições de meteorização prevalentes em cada zona;
- obter, nestes solos, uma estimativa das reservas de K;
- verificar o modelo de Barber e Cushman nalguns dos solos da região;
- hierarquizar para cada solo, ou grupo de solos, os principais factores limitantes da nutrição potássica das plantas.

O trabalho começou naturalmente com uma revisão bibliográfica na qual se pretende condensar a principal informação existente no domínio da avaliação da disponibilidade do K no contexto do sistema clima-solo-planta (Capítulo II). São focados os aspectos relacionados com a dinâmica do potássio no solo e os factores da planta e do solo que interferem na absorção do K. Faz-se em seguida uma revisão das metodologias utilizadas na avaliação do K disponível do solo, descrevendo-se por fim, em linhas gerais, o modelo de Barber e Cushman.

A parte experimental consistiu na caracterização físico-química e mineralógica dos solos (Capítulo III), na estimativa das suas reservas de K (Capítulo IV) e na

verificação do modelo de Barber e Cushman (Capítulo V). Neste capítulo descrevemos uma metodologia, algo distinta da que tem sido utilizada em estudos similares, na avaliação dos parâmetros cinéticos de absorção do K pelas plantas. Após a verificação do modelo, simulou-se o efeito da variação no solo de parâmetros como a concentração do K em solução, poder tampão do solo para o K e teor de humidade, sobre a quantidade do K absorvido pelas plantas.

No Capítulo VI, agrupamos os solos de acordo com as suas características físico-químicas e mineralógicas, condições de meteorização a que estão sujeitos, e suas reservas em K. Por outro lado, para cada solo, tentamos identificar os principais factores limitantes da nutrição potássica das plantas. Finalizamos com a apresentação de algumas conclusões, salientando-se as que parecem susceptíveis de ter alguma aplicabilidade imediata no sentido duma utilização mais racional do potássio na agricultura.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1- DINÂMICA DO POTÁSSIO: O FACTOR SOLO

Em relação à absorção de nutrientes, a planta e o solo formam um sistema dinâmico em permanente interacção. O K imediatamente disponível para a planta encontra-se em solução. A concentração do K na solução do solo é, em qualquer instante, demasiado baixa para fornecer à planta a quantidade suficiente do nutriente ao longo de todo o ciclo vegetativo. O reabastecimento da solução do solo a partir do K existente na fase sólida e a taxa com que este é mobilizado são importantes para manter um nível de K em solução adequado ao desenvolvimento das plantas. A quantidade e a taxa com que o K é fornecido às plantas depende de diversos factores do solo, e ainda de factores ligados à própria planta.

Por outro lado, o K encontra-se em solução em quantidade baixa relativamente à taxa com que é absorvido pelas plantas, sendo rapidamente exaurido na vizinhança da raiz. O esgotamento do K na vizinhança da raiz cria um gradiente de concentração entre a rizosfera e a solução do solo não perturbado, provocando a difusão do K em direcção às raízes das plantas. Além deste mecanismo, o K pode ainda atingir a superfície das raízes através do fluxo convectivo provocado pela absorção de água pelas plantas. O transporte do K no solo também se dá na vertical ao longo do perfil como resposta à drenagem da água.

Assim, nesta secção, faremos uma descrição das diversas formas em que o K ocorre no solo e as relações de equilíbrio existente entre elas. Serão também aqui focados os factores do solo e da planta considerados relevantes na mobilização do K para formas disponíveis. Destacaremos, ainda, os aspectos relacionados com o transporte do K no solo.

1.1- O K NOS MINERAIS

Cerca de 94% ou mais do K total que existe no solo faz parte da malha dos minerais. De entre os minerais primários que contêm o K destacam-se, pela sua maior ocorrência e como reserva importante de K os feldspatos potássicos e as micas. A estrutura e a morfologia destes minerais determinam, em grande parte, a sua susceptibilidade à meteorização e, por conseguinte, a facilidade com que libertam o K. Contudo, a sua taxa de libertação é fortemente condicionada por factores edáficos e climáticos.

1.1.1 - Feldspatos potássicos

Os feldspatos potássicos são aluminossilicatos que, devido à sua estrutura tridimensional, são de mais difícil alteração do que as micas e, portanto, são menos importantes relativamente ao fornecimento do K às plantas. Embora a libertação do K dos feldspatos potássicos seja mais restrita que nas micas, o seu papel no fornecimento do K para as plantas não pode ser ignorado, sobretudo porque constituem em muitos solos a principal reserva de K (Rich, 1972; Huang, 1977).

A presença dos feldspatos potássicos no solo depende naturalmente da sua quantidade no material originário e da intensidade da acção dos agentes de meteorização. De acordo com os dados recolhidos por Huang (1977), os feldspatos estão frequentemente presentes nas fracções areia e limo em solos jovens ou moderadamente meteorizados.

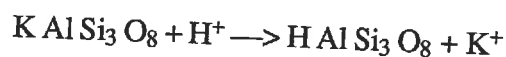
1.1.1.1 - Estrutura dos feldspatos

Os feldspatos potássicos são constituídos por cadeias tridimensionais de tetraedros de SiO_4 e AlO_4 ligados por oxigénios de modo a permitirem a existência de interstícios onde se acomoda o K, que por sua vez mantém a electroneutralidade do cristal. A estrutura do feldspato potássico é comparável à do quartzo, mas em que por cada grupo de quatro tetraedros de sílica um ião Si^{4+} é substituído por um Al^{3+} na malha do cristal: AlSi_3O_8 comparado com o Si_4O_8 do quartzo; e um ião K^+ é incorporado na malha do cristal para compensar o excesso de carga negativa. A fórmula teórica dos feldspatos potássicos é KAlSi_3O_8 e, por conseguinte, a relação Si:Al é de 3:1. Existem, contudo, diferenças entre os feldspatos potássicos, que estão relacionadas com a desordem na distribuição de Si e Al na malha do cristal e com uma diferente relação Si:Al. Considerando ainda a fórmula teórica dos feldspatos potássicos, a percentagem de K na malha seria de 14%, mas na natureza parte do K é substituído pelo Na. Estas diferenças na composição dos cristais resultam numa diferente estabilidade dos feldspatos potássicos. Por exemplo, os feldspatos que ocorrem nos granitos são formados a elevada temperatura e muitas vezes o Na substitui parte do K, e há também uma considerável desordem na posição do Al e Si no cristal (Rich, 1972).

1.1.1.2 - Meteorização e libertação do K dos feldspatos

A libertação do K dos feldspatos depende, como já se referiu, da sua composição; assim uma menor regularidade na distribuição dos Si e Al na malha e a maior percentagem de Na e Al na malha do cristal contribuem para uma maior velocidade de alteração.

A alteração química dos feldspatos dá-se inicialmente à superfície do cristal por um processo de hidrólise que resulta na substituição do ião K^+ pelo H^+ (ou H_3O^+). Esta hidrólise pode ser representada da seguinte forma



Trabalhos de revisão bibliográfica feitos por Rich (1968, 1972), Rasmussen (1972), Schroeder (1978), Sparks e Huang (1985) referem que a alteração dos feldspatos é incongruente nos estágios iniciais e que, posteriormente à libertação do K, a superfície dos feldspatos fica coberta por uma camada amorfa protectora que reduz a velocidade de reacção, diminuindo a difusão do K. Trabalhos de Holdren e Berner (1979), baseados em análises de superfície dos feldspatos por microscopia electrónica de varrimento e por espectrografia fotoeléctrica de raios X, não encontraram qualquer superfície amorfa à superfície dos feldspatos em alteração. Segundo estes autores, a dissolução dos feldspatos durante a meteorização é controlada por reacções químicas selectivas, preferencialmente em lugares de excesso de carga onde se formam minerais argilosos a partir de parte do Si e Al libertados; o K é expelido mais facilmente e assim se explicaria a incongruência observada.

A alteração dos feldspatos pode ser acelerada pela presença de iões H^+ (pH ácido) e pela presença de ácidos orgânicos complexantes no meio (Rasmussen, 1972; Schroeder, 1978; Sparks e Huang, 1985; Song e Huang, 1988). O aumento dos iões H^+ no meio induz a libertação do K e a ruptura das ligações Al-O e Si-O. A libertação de maior quantidade de K, que se encontra no interior do cristal estará assim dependente da ruptura das ligações estáveis Al-O e Si-O que constituem a camada protectora à volta do cristal. A alteração dos feldspatos pode ser acelerada pela actividade das raízes das plantas que além de libertarem o H^+ absorvem o K e a sílica. Fergus e Martin (1974) referem que num ensaio realizado por Martin e Fergus (1973), em que o feldspato potássico era a principal fonte do K, a absorção do K por gramíneas foi acompanhada pela remoção da sílica. Os autores verificaram que existia uma correlação elevada entre a absorção do K não permutável e a quantidade de sílica removida pelas plantas.

Além dos iões H^+ provenientes da dissociação dos ácidos orgânicos, estes desempenham um papel significativo na libertação do K da estrutura dos feldspatos formando complexos solúveis com o Al e Si, que, por sua vez, podem migrar. Bach (1972) e Huang (1977) referem que as ligações Si-O-Si e Al-O-Si podem ser quebradas por quebração do Al e Si por grupos fenólicos, cetonas e ácidos alifáticos e aromáticos que se formam devido à humificação do material vegetal ou que são excretados pelas raízes das plantas. Bertsch e Thomas (1985) sugerem que os agentes complexantes da matéria orgânica podem inibir, ou pelo menos deter, a formação da camada protectora que se

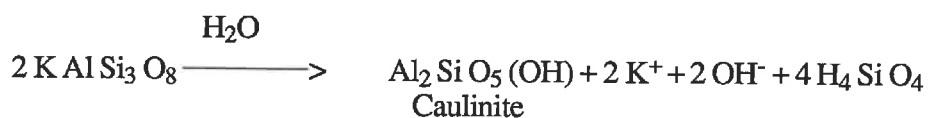
forma à superfície dos feldspatos, por interacção com o Al, favorecendo assim a dissolução do mineral.

Um estudo recente realizado por Song e Huang (1988) mostra que os ácidos orgânicos com baixo peso molecular, como os ácidos cítrico e oxálico, são particularmente efectivos na alteração dos feldspatos. A taxa com que os referidos ácidos libertavam o K dos feldspatos foi mesmo cerca de quatro vezes superior à taxa de libertação do K das moscovites.

Alguns factores ambientais podem contribuir para a aceleração do processo de alteração dos feldspatos, nomeadamente a temperatura e a precipitação. Quanto maior a temperatura e a precipitação, maior será a velocidade de alteração. O arrastamento ou a acumulação dos produtos de alteração podem ser ainda favorecidos pela posição topográfica, condicionando assim a taxa de meteorização. Segundo Tardy *et al* (1973), em climas húmidos com uma estação seca bem demarcada, a caulinite é o mineral de argila predominante nos solos derivados de granitos, que provem sobretudo da alteração dos feldspatos potássicos. Parece pois estabelecido que a alteração dos feldspatos dá origem à caulinite desde que haja condições de intensa lavagem (Rich e Thomas, 1960). Segundo estes autores, os feldspatos potássicos podem ser primeiro convertidos em micas de origem secundária, que poderão ou não originar caulinite consoante as condições sejam ou não favoráveis à remoção do K.

Alguns autores têm observado que por vezes a alteração dos granitos do Minho e de Trás-os-Montes dá origem não só à caulinite mas ainda à gibsita (Lopes Nunes e Sequeira Braga, 1979; Vieira e Silva, 1980; Sequeira Braga, 1983). Esta última autora, que estudou a ocorrência de gibsita no Minho, relacionou-a com a posição topográfica de vertente e a elevada precipitação e drenagem da região.

Pedro (1973), citado por Schroeder (1978), propõe a seguinte equação para a transformação da ortoclase em caulinite:



Rasmussen (1972) e Schroeder (1978) referem que a libertação do K dos feldspatos apenas poderá ter significado para as plantas nas regiões tropicais, constituindo uma reserva de K bastante inacessível para as plantas nas zonas temperadas. Outros estudos, porém, têm salientado que a quantidade de K que pode ser libertada dos feldspatos (em que estes são a principal fonte de K), quer em solos florestais (Song e Huang, 1988), quer em alguns solos arenosos (McCallister, 1987; Sadusky *et al*, 1988), não pode ser desprezada.

1.1.2 - Micas, ilites e vermiculites

As micas predominam em vários tipos de rochas como os granitos, xistos, filitos, micaxistos, gneisses ou sedimentos derivados destas rochas.

As micas que ocorrem na maioria dos solos provêm da alteração deste tipo de rochas e a sua predominância em determinadas fracções do solo depende do grau de alteração e evolução do solo. As micas podem ocorrer em qualquer das fracções areia, limo ou argila.

As micas são filosilicatos do tipo 2:1 e retêm o K em posição interlamelar. São minerais percursores de outros silicatos do tipo 2:1, especialmente ilites, vermiculites, clorites, e outros minerais interestratificados, nos quais se transformam por substituição do K interlamelar por cations de troca hidratados.

As micas constituem, na maioria dos solos, a mais importante fonte natural de K para as plantas. Embora este potássio não esteja imediatamente disponível para as plantas ele pode ser mobilizado e passar para formas ditas "assimiláveis". A capacidade das micas para fornecerem o K às plantas depende da sua quantidade no solo, estrutura, tamanho das partículas, estágio de alteração e, ainda, de diversos factores ambientais.

1.1.2.1 - Estrutura das micas

As micas são aluminossilicatos com uma estrutura em folhetos do tipo 2:1. Cada lâmina ou folheto é composto por duas camadas de tetraedros de Si e uma camada de octaedros de Al (no interior daquelas). As camadas de tetraedros de Si estão dispostas de tal modo que os oxigénios apicais de cada tetraedro estão orientados para a camada octaédrica e com a qual partilham os oxigénios apicais. Isto é, cada cation da camada octaédrica é coordenado por seis anions (em geral quatro oxigénios também pertencentes à camada tetraédrica e dois hidroxilos). Deste modo cada plano de oxigénios apicais faz simultaneamente parte das camadas tetraédrica e octaédrica. O conjunto de duas camadas tetraédricas e uma octaédrica forma um folheto ou lâmina.

As micas são constituídas pela sucessão de vários destes folhetos ligados por iões K, dando origem a um espaçamento basal de 10 Å. Numa estrutura ideal, por cada quatro Si da camada tetraédrica um é substituído pelo Al, resultando um excesso de carga negativa que é compensada pela entrada do ião K para a estrutura. Os iões K encontram-se acomodados entre os oxigénios basais dos tetraedros que formam uma rede de anéis hexagonais. Nesta estrutura o K encontra-se rodeado por doze oxigénios, seis correspondentes a uma camada tetraédrica e os outros seis correspondentes à camada tetraédrica seguinte. Este arranjo ideal, em anel hexagonal, está representado na

Fig. II.1a. Porém, este arranjo dos oxigénios basais em anel hexagonal nem sempre ocorre na natureza. Uma das particularidades da estrutura das micas é uma certa rotação dos tetraedros de sílica para se ajustarem à camada octaédrica. Muitas vezes a dimensão horizontal da camada octaédrica é mais pequena que a tetraédrica, e uma vez que os oxigénios apicais são partilhados por ambas, isso provoca uma ligeira rotação dos tetraedros de sílica, o que vai dar origem a um arranjo diferente dos oxigénios basais, designado "ditrigoal" (Fig. II.1.b). Esta rotação dos tetraedros de sílica faz com que apenas três dos seis oxigénios basais fiquem mais próximos do ião K^+ . Como consequência verifica-se que o K fica coordenado por seis oxigénios basais e não por doze.

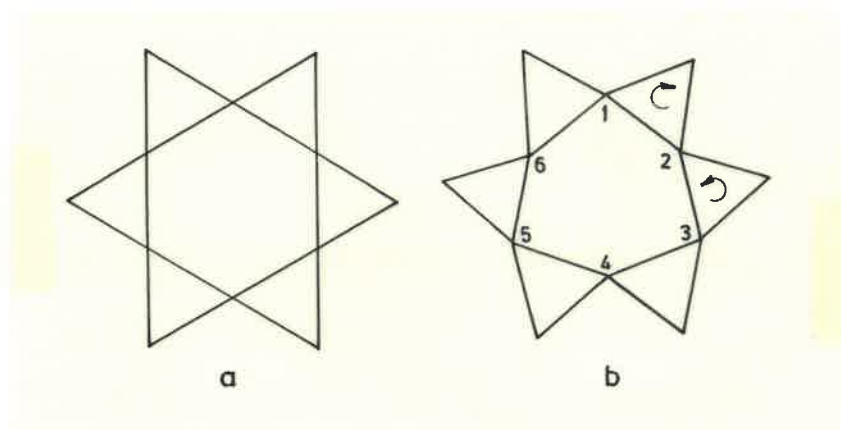


Fig. II.1 - Arranjo dos tetraedros de sílica . a - Arranjo hexagonal
b - Arranjo ditrigoal. (Rich, 1968).

Existem dois tipos principais de micas que diferem na sua susceptibilidade à alteração e portanto na facilidade com que libertam o K interlamelar. Assim, atendendo à estrutura, podem distinguir-se as micas dioctaédricas (tal como a moscovite) e as trioctaédricas (tal como a biotite). Nestas, todas as posições da camada octaédrica se encontram ocupadas por iões Al^{3+} , Fe^{2+} ou Fe^{3+} , ou Mg^{2+} enquanto que nas micas dioctaédricas apenas duas em cada três posições estão ocupadas por catiões Al^{3+} . Em condições naturais encontram-se, porém, micas que apresentam situações intermédias entre as duas acabadas de referir. No caso específico da biotite, a maioria das posições da camada octaédrica estão ocupadas por Fe^{2+} e Mg^{2+} . Nas micas dioctaédricas para cada dois iões Al^{3+} existe uma posição não ocupada na camada octaédrica. Este arranjo dá origem a uma maior intensidade de retenção do K. Existem diversas razões que justificam a sua maior retenção. Primeiro, o arranjo ditrigoal dos oxigénios basais é mais acentuado nas micas dioctaédricas porque a dimensão horizontal da camada octaédrica se torna mais reduzida devido à existência duma posição vaga. Isto provoca uma rotação dos tetraedros de sílica para se ajustarem à camada octaédrica na partilha dos oxigénios

apicais. Este arranjo ditrigonal faz com que o K fique mais próximo de apenas seis oxigénios, ficando os outros seis mais afastados. O K fica assim mais fortemente retido. Em segundo lugar, a rotação dos tetraedros de sílica e a existência de um lugar vago na camada octaédrica pode conduzir também a uma ligeira inclinação do eixo que passa pelo vértice dos tetraedros. Isto significa que os oxigénios basais não ficam todos no mesmo plano originando uma superfície ondulada que pode ou não ajustar-se ao folheto seguinte. O maior ou menor ajustamento de folhetos consecutivos dá origem a diferentes taxas de libertação do K. Segundo Sparks e Huang (1985) a rotação dos tetraedros e a sua inclinação podem explicar parcialmente a menor taxa de libertação do K das micas dioctaédricas. Em terceiro lugar, estes autores referem que a orientação dos oxidrilos da camada octaédrica está também relacionada com a maior estabilidade das micas dioctaédricas (Fig. II.2).

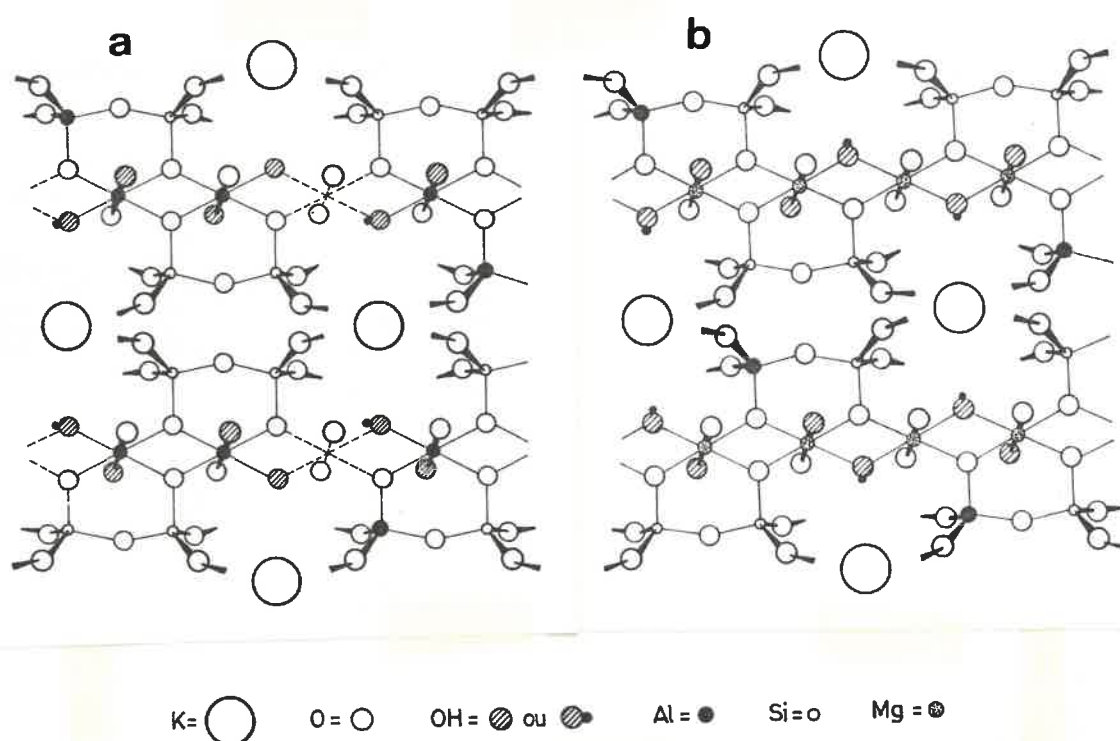


Fig. II.2 - Estruturas ideais das micas. a - mica dioctaédrica; apenas duas em cada três posições octaédricas estão ocupadas e o H do oxidrilo está orientado para a posição vaga; b - mica trioctaédrica; todas as posições octaédricas estão ocupadas por cationes bivalentes e o H do oxidrilo está orientado para o íon K⁺ (Fanning e Keramidas, 1977).

De acordo com Serratosa e Bradley (1958), nas micas trioctaédricas os oxidrilos da camada octaédrica estão dispostos de modo que o H do grupo OH está orientado em direcção ao centro do plano definido pelos anéis hexagonais, repelindo até certo ponto o K que aí se encontra acomodado (Fig. II.2a). Nas micas dioctaédricas devido à existência duma posição vaga na camada octaédrica o H do grupo OH está orientado para esse lugar vago (Fig. II.2b). Assim, o K está retido com mais intensidade por estar mais afastado do protão. Por conseguinte, nas moscovites a força de aglutinação entre os folhetos, por intermédio do K, é mais forte do que nas biotites. Deste modo o K é menos facilmente removido das posições interlamelares.

1.1.2.2 - Meteorização e libertação do K das micas

A alteração das micas e a libertação do K da sua estrutura dá-se por dois processos (Rich, 1968; Wells e Norrish, 1968; Fanning e Keramidas, 1977; Sparks e Huang, 1985):

- a) transformação em minerais do tipo 2:1 por troca do K interlamelar por catiões hidratados;
- b) dissolução lenta das micas, principalmente nos rebordos dos cristais.

A importância relativa destes dois processos depende da estabilidade das micas e das condições ambientais. A libertação do K das micas por dissolução é mais complexa que a transformação simples das micas em minerais expansíveis, podendo porém, ocorrer em condições naturais.

A alteração das micas tem como consequências principais, além da perda do K interlamelar, a diminuição da densidade da carga por unidade fórmula e a diminuição do tamanho das partículas.

A transformação das micas em silicatos expansíveis dá-se por dois processos: a alteração que ocorre fundamentalmente nos rebordos dos cristais, ou a que ocorre ao longo de todo o espaço interlamelar. Na Fig. II.3 estão representados os dois modelos de alteração referidos por Fanning e Keramidas (1977) para ilustrar os dois processos de alteração até à formação dos silicatos expansíveis do tipo 2:1. Quando a alteração se dá ao longo de todo o folheto, todo o K interlamelar é substituído por catiões de troca mais ou menos hidratados, enquanto que outras posições interlamelares ficam inalteradas. Segundo os autores referidos, nalguns casos o K é libertado alternadamente por folhetos, sendo o restante K interlamelar retido com maior intensidade.

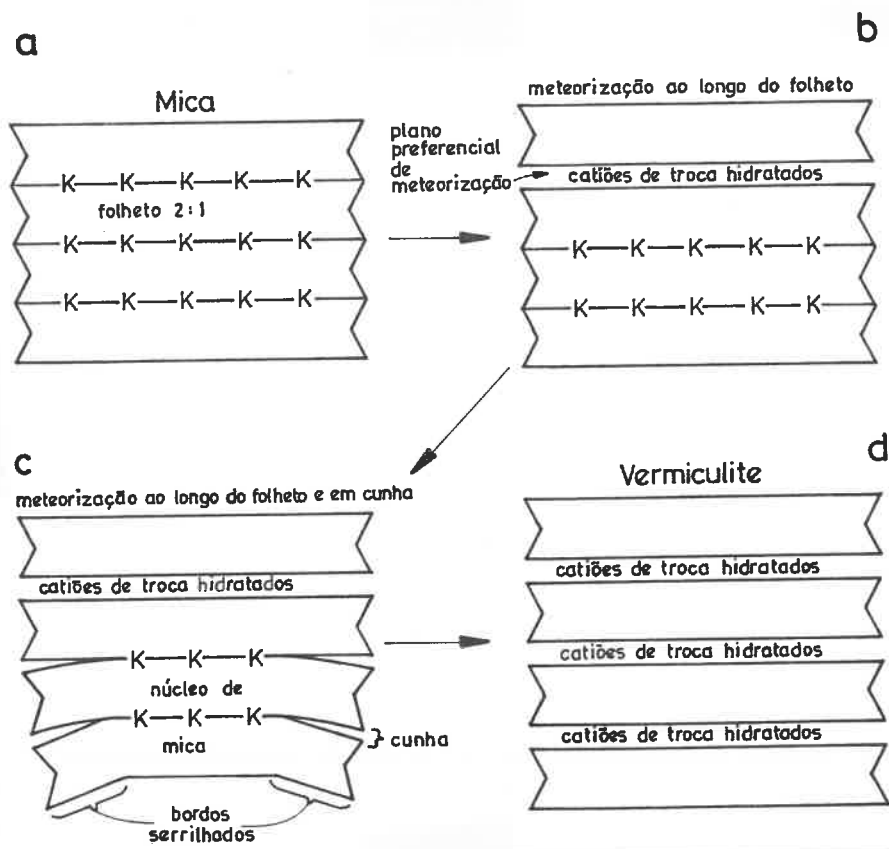


Fig. II. 3 - Meteorização das micas, ao longo dos folhetos e em cunha (Fanning e Keramidas, 1977).

Rich (1972) e Sawhney (1977) referem que é frequente ocorrerem, nos solos e sedimentos, minerais interestratificados mica-vermiculite ou mica-esmectite cujo modelo de alteração seria deste tipo. Quando a alteração ocorre apenas nos rebordos dos cristais, os folhetos das micas abrem-se nas extremidades dos cristais, dando origem a zonas expandidas em cunha. Este tipo de alteração dá origem a um núcleo de mica (parte da mica não alterada) e a zonas cuneiformes com os rebordos serrilhados. Trabalhos de revisão realizados por Fanning e Keramidas (1977), Sparks e Huang (1985) referem que a alteração das micas ao longo dos planos é mais comum nas partículas de argila de menores dimensões, enquanto que a alteração que ocorre nos rebordos é mais comum nas partículas maiores.

A libertação do K das micas e a sua substituição por outros catiões é um processo lento, controlado por difusão (Rausell-Colom *et al*, 1965; Rich, 1968; Wells e Norrish, 1968; Feigenbaum e Shainberg, 1975; Sparks *et al*, 1980b, Sparks, 1986). Deste modo a saída do K interlamelar depende da concentração do K no meio, existindo uma concentração crítica acima da qual não é possível remover o K. Esta concentração crítica

é característica para os diferentes tipos de micas, sendo mais elevada nas micas trioctaédricas. Martin e Sparks (1985) referem que a libertação do K interlamelar nas micas trioctaédricas ocorre para valores da concentração do K de 59 a 430 $\mu\text{mol l}^{-1}$, enquanto que nas moscovite e ilite a concentração do K deve ser inferior a 2,6 $\mu\text{mol l}^{-1}$.

Uma das alterações que ocorre nas micas sob condições naturais, quando se dá a sua transformação em minerais expansíveis 2:1, é a redução da densidade da carga. Com efeito, a densidade da carga das micas pode diminuir de um valor $> 0,9$ por unidade de fórmula para o valor 0,5 nas vermiculites (Douglas, 1977). As razões que levam à diminuição da densidade da carga e os mecanismos envolvidos são ainda hoje objecto de grande controvérsia. Qualquer que seja o mecanismo envolvido na redução da densidade da carga, oxidação do ferro ou adição de protões à estrutura dos cristais (Newman, 1970; Fanning e Keramidas, 1977; Douglas, 1977) que ocorre após (ou durante) a remoção do K interlamelar, a maioria dos autores está de acordo que os minerais expansíveis do tipo 2:1 possuem uma menor densidade de carga que as micas. Alguns autores consideram que a redução da densidade da carga das vermiculites é apenas aparente e devida à entrada de polímeros de alumínio no espaço interlamelar (Barnhisel, 1977).

A alteração das micas e a libertação do K depende de factores que estão directamente relacionados com a estrutura das micas e com a dimensão das suas partículas, mas existem também factores ambientais que podem favorecer a taxa de libertação do K.

Como já foi referido, a estrutura dos minerais argilosos determina em grande parte a taxa de meteorização das micas. Nas séries de alteração de Goldish (1938), citado por Reitmeier (1951), desde há muito propostas, reconhece-se a maior susceptibilidade à alteração da biotite (mica trioctaédrica) relativamente à moscovite (mica dioctaédrica).

Entre as micas, a biotite é mais abundante na crosta terrestre (3,8%) que a moscovite (1,4%). Contudo, nos solos e sedimentos a situação inverte-se devido à menor estabilidade da biotite (Schroeder, 1978). Segundo Fanning e Keramidas (1977) é menos frequente encontrar-se micas trioctaédricas nos solos, predominando na maioria dos casos as micas dioctaédricas.

O grau de esgotamento em potássio das posições interlamelares pode diminuir a taxa de libertação do K.

Segundo Reichenbach (1972), à medida que a libertação do K, que se inicia nos rebordos dos cristais, se aproxima do centro das partículas, a taxa de libertação do K diminui. Scott (1968) refere, também, que quando o K situado entre alguns dos folhetos das micas é libertado, o K interlamelar restante é mais difícil de remover. Este fenómeno e os respectivos mecanismos são exaustivamente descritos por Sawhney (1977).

Reed e Scott (1962), Reichenbach (1972), Fanning e Keramidas (1977), Sparks e Huang (1985) reconhecem que com a diminuição do tamanho das partículas aumenta a superfície específica e diminui a distância a que o K se desloca por difusão, aumentando assim a taxa de libertação. Fanning e Keramidas (1977) também referem que a alteração que se verifica nos rebordos dos cristais é um processo controlado por difusão e que esta aumenta à medida que diminui o tamanho das partículas. Tem sido, porém, difícil estabelecer relações definitivas entre as taxas de difusão do K com modelos simples de difusão (Reichenbach, 1972; Sparks e Huang, 1985). A existência de irregularidades na forma das partículas, as imperfeições estruturais e fissuras que ocorrem sobretudo nas partículas de maiores dimensões, favorecidas pela alteração física e química, têm contribuído para que não se tenha obtido uma relação definitiva entre a taxa de difusão e o tamanho das partículas. Segundo Rich (1972), a libertação do K nos estágios iniciais e nas partículas de maiores dimensões poderá seguir um processo de difusão, mas nos estágios mais avançados e nas partículas da fracção argilosa aquela relação já não se mantém. Com efeito, têm-se observado que, em geral, as partículas com menor diâmetro libertam o K por reacções de troca a uma taxa menor que as partículas de maiores dimensões (Doll *et al*, 1965; Scott, 1968; Rich, 1972).

A influência do tamanho das partículas na libertação do K parece ser condicionada pela frequência das suas irregularidades e imperfeições. As micas com maiores dimensões tendem a separar-se pelos planos de descontinuidade, mas à medida que o tamanho das partículas decresce esses planos são menos frequentes, diminuindo portanto a libertação do K (Rich, 1972). A tendência para a remoção do K ao longo de todo o folheto é vulgar nas partículas menores, o que provoca uma maior retenção do restante K interlamelar originando a formação de minerais interestratificados 1:1 mica-vermiculite (Shawney, 1977). Esta maior retenção do K seria devida à orientação dos protões dos oxidrilos estruturais em direcção ao espaço interlamelar expandido.

Os valores baixos do pH do solo e os seus efeitos na intensificação da libertação do K tem sido mencionada com frequência por Huang *et al* (1968), Wells e Norrish (1968), Feigenbaum e Shainberg (1975), Fanning e Keramidas (1977).

O ião H_3O^+ é um dos catiões dominantes em condições naturais. Existem no solo muitas fontes de H_3O^+ sendo as mais importantes a autoprotólise da água, a dissolução do CO_2 na água, a libertação de iões H^+ pelas raízes das plantas e a dissociação dos ácidos orgânicos e minerais no solo. Tem sido aceite que a alteração das micas não se restringe apenas à substituição do K interlamelar pelo ião hidratado H_3O^+ . Newman (1970) mostrou que o abaixamento do pH aumenta a libertação do K das micas, sugerindo que este aumento está associado à incorporação de protões na malha dos

cristais. Esta protonização dos oxigénios da estrutura das micas provocaria uma redução da densidade da carga, diminuindo assim a força de retenção do K.

Também é bem conhecido que as argilas ácidas se decompõem espontaneamente e se transformam em argilas alumínicas (Miller, 1965). Com efeito, a libertação do K interlamelar é muitas vezes acompanhada da destruição simultânea dos octaedros e tetraedros por protólise. Como resultado, os Mg, Fe e Al libertam-se da malha do cristal, o que intensifica a libertação do K (Feigenbaum e Shainberg, 1975). Huang *et al* (1968) mostraram que o abaixamento do pH acelera sobretudo a libertação do K das micas trioctaédricas.

A aceleração da alteração das micas e ilites tem sido frequentemente atribuída à actividade das raízes (Doll *et al*, 1965; Malquori *et al*, 1975; Sarkar *et al*, 1979; Steffens, 1986). A absorção do K pelas raízes das plantas provoca um esgotamento do K na rizosfera, controlando até certo ponto a difusão do K das posições interlamelares dos silicatos. A importância do metabolismo das plantas na meteorização das micas tem sido evidenciada por vários investigadores como Mortland *et al* (1956), Malquori *et al* (1975) Sarkar *et al* (1979). A utilização das biotites como única fonte de K pelas plantas induziu a libertação do K interlamelar e a sua transformação em minerais como a vermiculite (Mortland *et al*, 1956; Malquori *et al*, 1975). Além deste efeito directo das raízes das plantas, algumas libertam na rizosfera iões H^+ , cujo efeito é diminuir o pH na vizinhança da raiz. Kuchenbuch (1983), citado por Barber (1985), mostrou que a libertação do K ocorria sobretudo na rizosfera, a qual foi maior onde a raiz libertava protões que foram permutados com o K não permutável.

A libertação de ácidos orgânicos, resultantes da degradação dos resíduos vegetais ou da actividade das raízes, favorece a meteorização dos minerais. Schnitzer e Kodama (1976, 1977) referem que as substâncias húmicas em solução aquosa podem atacar as micas e remover quantitativos apreciáveis de Fe, Mg, K e Al, que uma vez em solução podem ser facilmente transportados ao longo do perfil do solo. Os ácidos fúlvicos com baixo peso molecular mostram-se particularmente activos devido ao seu poder complexante e ao facto de serem solúveis em água. O valor complexante dos ácidos fúlvicos foi atribuído aos grupos COOH e OH dos grupos fenólicos. Neste mesmo estudo os autores mostram que a facilidade com que as micas eram atacadas decrescia na ordem seguinte: biotite > flogopite > moscovite. Tan (1980) estudou também a decomposição de vários minerais pelos ácidos húmicos e fúlvicos. A facilidade de alteração dos minerais apresentou a seguinte ordem: biotite > microclina > moscovite. Por outro lado, a dissolução de minerais foi substancialmente acelerada quando se passou do pH 7,0 para 2,5.

A libertação de ácidos orgânicos de baixo peso molecular na rizosfera, por exemplo os ácidos málico, cítrico e oxálico, dá origem a quelatos de Fe e Al (Marshner, 1986). A influência do ácido oxálico e cítrico na dinâmica da libertação do K foi estudada por Song e Huang (1988).

Vieira e Silva (1980) considerou que a presença de vermiculite aluminosa (vermiculite-Al) em solos derivados de granitos no noroeste de Portugal é devida à alteração da biotite em condições de pH ácido, por acção dos ácidos orgânicos não complexantes, que existem em teor elevado nas camadas superficiais dos solos ricos em matéria orgânica. Estes ácidos teriam, assim, um papel importante na alteração da biotite, permitindo a substituição do K interlamelar por iões de alumínio resultantes da alteração de biotites e feldspatos. O mesmo autor observou, ainda, que a gibsita, cujo teor aumenta com a profundidade sempre que existe boa drenagem interna, pode correlacionar-se com o teor de ácidos orgânicos complexantes. O alumínio seria complexado e transportado através do perfil, acabando por se depositar e cristalizar sob a forma de gibsita.

No passado atribuíam-se à oxidação do ferro a maior taxa de libertação do K interlamelar nas micas trioctaédricas. Contudo, estudos mais recentes contradizem de algum modo esta interpretação (Robert e Pedro, 1969; Fanning e Keramidas, 1977; Tarzi e Protz, 1978; Sparks e Huang, 1985). Trabalhos de revisão sobre este assunto foram realizados pelos referidos autores e por Rich (1972), e os pontos de vista são concordantes em que a oxidação do ferro das micas pode reduzir a taxa de libertação do K. A justificação para esta afirmação tem sido proposta através do diagrama apresentado na Fig. II.4. Como já foi anteriormente referido, nas micas trioctaédricas o H do grupo OH da camada octaédrica está orientado em direcção ao centro do anel hexagonal (formado pelos oxigénios basais da camada tetraédrica), como se pode observar na Fig. II.4. Quando o Fe^{2+} é oxidado, a orientação do grupo OH torna-se mais favorável à retenção do K devido à assimetria das cargas positivas. Esta hipótese foi comprovada mais tarde, através de espectrometria de Raios Infravermelhos, por Juo e White (1969). Assim, sob condições de oxidação, a tenacidade com que o K é retido aumenta devido à oxidação do Fe estrutural. Outros estudos também referidos por aqueles autores indicam que, após a oxidação do ferro, alguns catiões da camada octaédrica podem ser expelidos deixando posições vagas na camada octaédrica, que, como vimos, pode aumentar a força de retenção do K. Como alguns autores sugerem, também a libertação de prótons do grupo OH, ocorrida após a oxidação do ferro, pode aumentar a retenção do K.

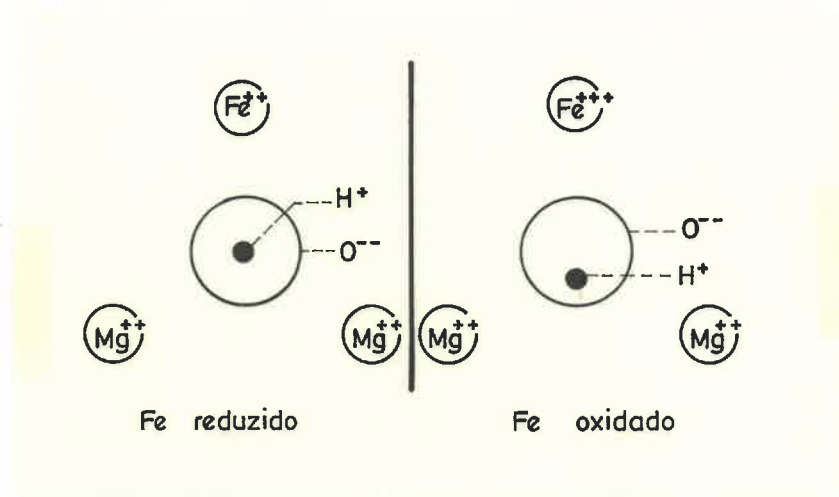


Fig. II.4 - Efeito da oxidação do Fe^{2+} em Fe^{3+} na orientação do OH (Rich, 1972).

Desde há muito se reconhece que a **secagem e humedecimento** afectam a quantidade de K de troca extraída pelo acetato de amónio. A importância da secagem e humedecimento do solo e a fixação ou libertação do K foi realçada por diversos autores (Stanford, 1947; Cook e Hutcheson, 1960; Dowdy e Hutcheson, 1963a, 1963b; Smith *et al*, 1968; Luo e Jackson, 1985). De todos estes trabalhos parece ser claro que o grau de fixação ou libertação do K por humedecimento ou secagem depende do tipo de colóide e do nível do K na solução do solo. Este fenómeno, da fixação ou libertação do K por secagem, tem sido atribuído à presença de micas mais ou menos meteorizadas e ílites (Stanford, 1947; Dowdy e Hutcheson, 1963a; Luo e Jackson, 1985). A maioria dos estudos indica que se dá a libertação do K não permutável quando os solos são secos. Em contraste, Cook e Hutcheson (1960), Dowdy e Hutcheson (1963a), Haby *et al* (1988) referem que solos com um nível inicial de K de troca elevado fixam o K após secagem, enquanto que os que possuem baixos níveis se comportam de modo inverso. Segundo estes últimos autores, é ainda possível que a fixação e a libertação possam ocorrer simultaneamente no mesmo solo após secagem, se os minerais argilosos que ocorrem nos solos forem misturas de ilite e de minerais expansíveis. A ilite seria responsável pela libertação de K e os minerais expansíveis (montmorilonite e vermiculite) pela fixação do K.

Vários mecanismos têm sido propostos para explicar este fenómeno. Assim, Sparks e Huang (1985) sugerem que após a secagem o grau de rotação dos tetraedros de sílica das micas meteorizadas pode alterar-se. Deste modo, as interacções electrostáticas podem ser modificadas. A desidratação dos catiões interlamelares pode permitir a

redistribuição dos cátions, e o Ca pode competir com o K nas zonas em cunha. Esta interpretação justificaria a libertação do K após a secagem. Luo e Jackson (1985) referem que a secagem do solo leva à desidratação do ião H_3O^+ , cujos protões poderiam assim penetrar facilmente através das superfícies dos cristais de mica ou dos rebordos abertos dos cristais, libertando o K. A permuta de um protão pelo K da mica (hidrólise) foi considerado o mecanismo responsável pela libertação do K das micas após secagem. Num estudo recente, Goulding (1987) indica que o humedecimento e secagem pode, por simples efeito físico, aumentar a fixação do K devido ao realinhamento dos folhetos, induzindo, assim, o seu colapso; ou, pode permitir a libertação do K, forçando os folhetos das argilas e quebrando as partículas.

A temperatura e a precipitação são factores ambientais que podem também acelerar a libertação do K. Segundo Scott *et al* (1973), citado por Fanning e Keramidas (1977), a elevação da temperatura antes da extracção do K com tetrafenilborato de sódio promove a libertação do K nas moscovites, mas diminui a libertação nas biotites. A menor libertação do K nas biotites está certamente relacionada com a oxidação do Fe, que, como já referimos, aumentaria a retenção do K. Relativamente à moscovite, este fenómeno continua por explicar.

A precipitação pode aumentar a taxa com que o K é libertado através do arrastamento dos produtos da alteração. A transformação das micas em vermiculites é favorecida por um ambiente de lixiviação intensa que remove o K em solução de modo a que a reacção prossiga (Douglas, 1977). A remoção do K quando acompanhada pelo arrastamento dos cátions básicos e da sílica conduz à aluminização das vermiculites. Este processo foi extensivamente descrito por Jackson (1965). Como já foi referido, a ocorrência de vermiculite aluminosa e mesmo da gibsite em solos do Minho tem sido atribuída, em parte, à precipitação e drenagem excessivas naquela região (Vieira e Silva, 1980; Sequeira Braga, 1983; Sequeira Braga e Paquet, 1986).

A ilite e a vermiculite são filossilicatos que resultam da alteração das micas. Embora a ilite não seja uma espécie mineral, o termo é com frequência usado como tal. O termo "ilite" tem sido utilizado para nomear um grupo de minerais micáceos da fracção argila, contendo menos K e mais hidratados do que as verdadeiras micas (Rich, 1972). Tem sido também referida com frequência como "mica hidratada". A definição de ilite não tem sido fácil e é ainda objecto de controvérsia. Fanning e Keramidas (1977) discutem com pormenor os diversos aspectos relacionados com essa dificuldade.

A estrutura geral da ilite é semelhante à da moscovite, mas, segundo Schroeder (1978), a substituição do Si pelo Al na camada tetraédrica é menor e os octaedros em lugar de conterem apenas Al contêm também Fe e Mg, tendo assim uma menor densidade de

carga que a moscovite. Segundo o mesmo autor, a ilite também pode derivar da biotite, mas as substituições que ocorrem na camada tetraédrica são em maior número que na biotite.

A alteração das micas e a sua transformação em ilites, e posteriormente em minerais expansíveis, passa por vários estágios intermédios. Schroeder (1978) apresenta a sequência de alteração das micas que se indica na Fig. II.5.

Os minerais argilosos de transição que podem derivar das ilites apresentam estruturas diversas. Schroeder (1978) ilustrou estes estágios de alteração através dos diagramas da Fig. II.6. Os minerais de transição compreendem: ilite com rebordos expandidos, ilite expandida e minerais interestratificados de camadas mistas de ilite-vermiculite ou ilite-montmorilonite. Como se observa nas Fig. II.5 e Fig. II.6, à medida que se avança na meteorização das micas, a quantidade do K interlamelar vai diminuindo, e, portanto, a importância dos minerais como reserva de K para as plantas também diminui. Quando as condições do meio favorecem a meteorização intensa, as micas podem mesmo dar origem a minerais que já não contêm nenhum K, como a caulinite e a gibbsite. Para solos do Minho derivados de granito, Sequeira Braga e Paquet (1986) apresentam como uma das possíveis sequências da alteração das biotites a seguinte:

biotite —> biotite-vermiculite —> vermiculite —> caulinite —> gibbsite
(camadas mistas)

Segundo Douglas (1977), as vermiculites ocorrem nos solos nas fracções que vão da areia grossa até à fracção argilosa, sendo mais comum encontrar a vermiculite dioctaédrica do que a trioctaédrica; e, à medida que o tamanho das partículas do solo diminui, a relação entre as vermiculites dioctaédricas e trioctaédricas aumenta.

A alteração das micas e a formação de vermiculites (dioctaédricas e trioctaédricas) é exhaustivamente descrita por Douglas (1977). Segundo este autor, a alteração das micas para vermiculite pode subdividir-se em três etapas: libertação do K interlamelar e sua substituição por catiões de troca hidratados; passagem do ferro ferroso para o estado oxidado; e orientação do H do grupo oxidrilo para uma posição assimétrica, como já se ilustrou através da Fig. II.4.

A vermiculite apresenta uma estrutura em camadas do tipo 2:1. No espaço entre os folhetos encontra-se uma camada dupla de moléculas de água com catiões de troca no seu interior, dando origem a um espaçamento basal de 14Å. As moléculas de água, em coordenação com catiões de troca, estão ligadas aos planos de oxigénios das camadas tetraédricas através de ligações de hidrogénio.

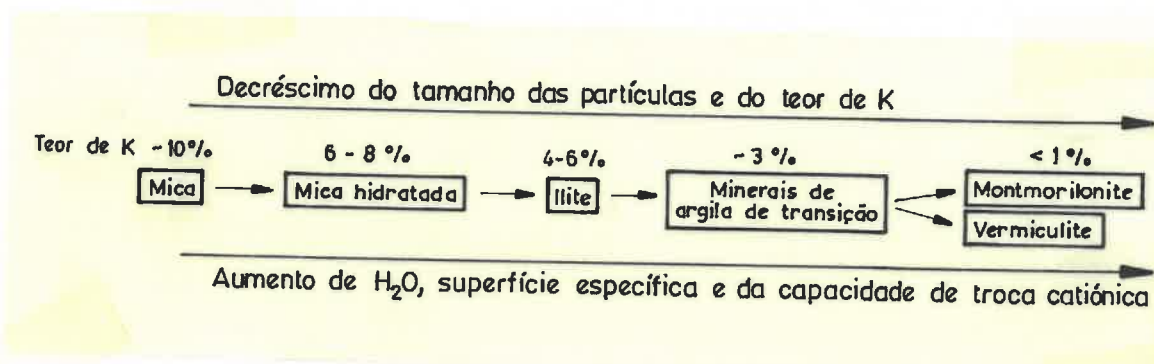


Fig. II.5 - Transformação da mica em minerais argilosos (Schroeder, 1978).

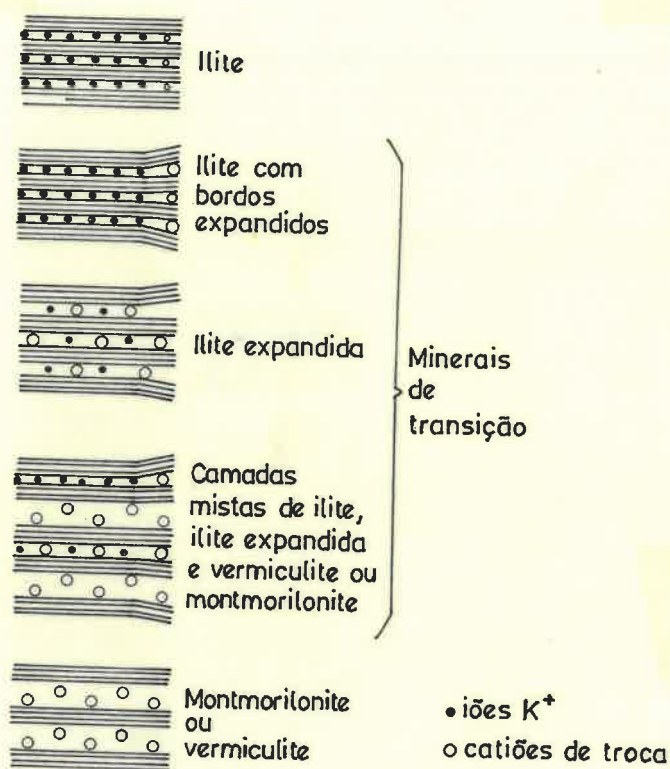


Fig. II.6 - Minerais de transição entre a illite e a montmorilonite ou vermiculite (Schroeder, 1978).

As vermiculites são minerais que apresentam uma elevada capacidade de troca catiónica e a existência de moléculas de água em posição interlamelar facilita a troca catiónica. Contudo, os íons K⁺, NH₄⁺, Rb⁺ e Cs⁺ são selectivamente adsorvidos ou fixados nos espaços interlamelares. A fixação destes cátions tem sido atribuída, quer ao seu melhor ajustamento aos orifícios hexagonais entre os folhetos, quer à sua baixa energia de hidratação. Estes cátions provocam a desidratação do espaço interlamelar e o colapso dos cristais, ficando por sua vez fixados entre os folhetos. Os cátions K⁺ e NH₄⁺

(catiões mais comuns nos solos) fixados nestas circunstâncias são depois dificilmente permutáveis por catiões bivalentes.

A configuração dos espaços interlamelares expandidos por alteração das micas são importantes na fixação do K. No modelo de alteração das micas apresentado na Fig. II.3c as camadas não estão uniformemente expandidas mas apresentam zonas expandidas em cunha. Estas zonas tem tendência a fixar mais intensamente o K, ou catiões com tamanho semelhante, relativamente aos catiões Ca^{2+} e Mg^{2+} com elevada hidratação (Rich, 1964). Porém, em meio ácido a presença de iões H_3O^+ facilita a substituição do K^+ que se encontra nas zonas cuneiformes. Os iões H_3O^+ são particularmente efectivos na substituição do K^+ (Douglas, 1977).

Quando a alteração das micas se dá sob condições de intensa meteorização as vermiculites possuem invariavelmente hidróxidos de alumínio no espaço interlamelar (Rich, 1958, citado por Douglas, 1977). A ocorrência de vermiculite-Al tem sido observada com frequência em solos derivados de granitos e de xistos do Minho e de Trás-os-Montes (Vieira e Silva, 1980, 1981, 1983). A presença de hidróxidos de alumínio e ferro em posições interlamelares, actuando como "escoras" entre os folhetos, impede o seu colapso à volta do K. Rich (1968) propôs o modelo apresentado na Fig. II.7 para ilustrar o efeito das escoras de hidróxidos de Al e Fe na fixação do K. Aparentemente os iões K^+ podem deslocar-se mais facilmente nos espaços interlamelares em que existem as escoras de Al e Fe do que nos espaços em que se deu o colapso dos folhetos á volta do K (Rich, 1968). Kozak e Huang (1971), citado por Sparks e Huang (1985), referem também que além deste efeito as camadas de $\text{Al}(\text{OH})_x$ podem retardar a entrada de catiões hidratados de Ca^{2+} aumentando a fixação de catiões K^+ menos hidratados.

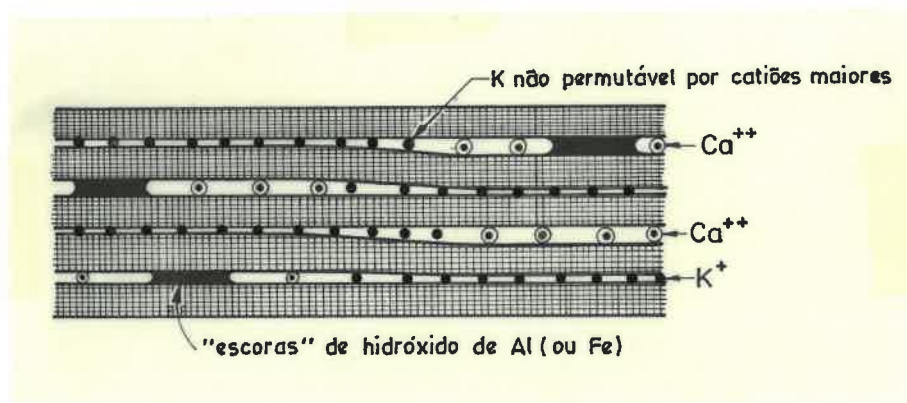


Fig .II.7 - Modelo ilustrativo do efeito dos hidróxidos de Fe e Al na fixação do K (Rich, 1968).

1.2- MOBILIZAÇÃO DO K

Tendo em conta a sua mobilidade, podem distinguir-se várias fracções do K no solo: o K que faz parte da malha dos minerais (parte deste, o K interlamelar, pode ser utilizado pelas plantas e vários autores têm-no designado por "K não permutável"); o K adsorvido nas superfícies internas e externas dos colóides, vulgarmente conhecido por K de troca ou permutável; e aquele que se encontra livre na solução do solo, K em solução. Embora o K interlamelar faça parte da estrutura dos minerais, optou-se, por razões de simplicidade, considerá-lo como uma fracção separada. Esta divisão arbitrária entre o K interlamelar e o K da malha pretende distinguir o K que pode, com maior facilidade, ser utilizado pelas plantas, daquele que é mais dificilmente libertado da estrutura dos minerais. Queremos salientar que não existem categorias estanques entre as diversas formas do K, havendo sempre uma certa sobreposição entre elas.

Para que as plantas cresçam adequadamente durante todo o ciclo de crescimento, as concentrações dos nutrientes na solução do solo devem ser mantidas em níveis satisfatórios. A capacidade do solo para reabastecer a solução do solo em K depende das transformações que ocorrem entre as diversas formas de K e dos equilíbrios que se estabelecem entre a fase sólida e a fase líquida (ou aquosa). No diagrama da Fig. II.8 estão representadas as diversas formas de ocorrência do K no solo. A taxa e a direcção das reacções determinam se o K existente em formas menos disponíveis é mobilizado para a solução, ou se o K aplicado ao solo será lixiviado para horizontes inferiores, absorvido pelas plantas ou convertido em formas menos disponíveis.

1.2.1 - K em solução

Denomina-se K em solução aquele que se encontra na fase aquosa do solo, em equilíbrio com a fracção sólida, e é a forma sob a qual é absorvido pelas plantas.

A quantidade de K existente em solução varia muito com os solos, e dentro de cada um deles apresenta uma enorme flutuação, não sendo mais do que o reflexo duma situação momentânea, e, por esta razão, uma grandeza difícil de medir. De um modo geral, porém, a sua concentração é baixa, não sendo suficiente para satisfazer as necessidades da planta ao longo do seu ciclo vegetativo. Conforme os cálculos realizados por Mengel (1985), a quantidade de K existente em solução, determinada na camada superficial (0-30 cm) de solos ricos em K, fornece cerca de 10-20 kg ha⁻¹ de K às plantas; se este valor for comparado com a quantidade de K absorvida por uma cultura de trigo (100 kg ha⁻¹) ou milho (200 kg ha⁻¹) aquele valor fica muito aquém das necessidades destas culturas.

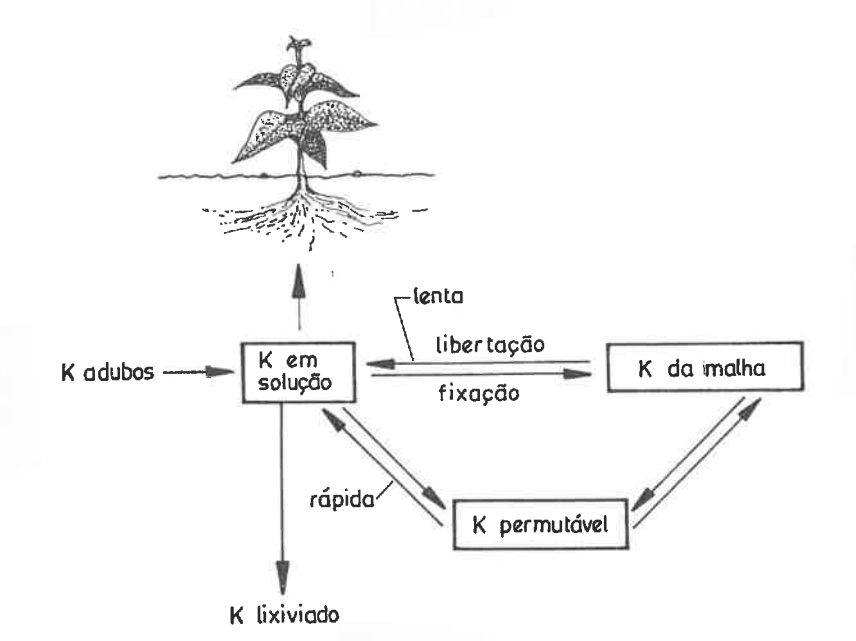


Fig. II.8 - Relações de equilíbrio entre as diversas frações do K do solo.

No Quadro II.1 apresentam-se valores médios e amplitudes de variação do K mais vulgarmente encontrados em vários solos.

Quadro II.1- Amplitude de variação do K solúvel em diversos tipos de solos

Método (a)	K $\mu\text{mol l}^{-1}$	K $\mu\text{mol kg}^{-1}$	Tipo de solo	Fonte
Ex		57 - 525	Calcários	Mittal <i>et al</i> (1987)
Ex		50 - 120	Calcários	Vasco da Gama (1966)
Ex 200	-15300		Calcários	Feigenbaum e Levy (1977)
Ex 30	- 110		Mediterrâneos	Vasco da Gama (1966)
Ex 80	- 1370		Mediterrâneos	Karamanos e Turner (1977)
Ex 100	- 470		Cambissolos eutrícos	Vasco da Gama (1983)
Ex 50	- 200		Fluvisolos eutrícos	Vasco da Gama (1983)
Ex 150	- 790		Fluvisolos dístrícos	Vasco da Gama (1983)
P 150			Alfissolos, Molissolos	Barber (1984)
P 400	- 700		Aridissolos	Barber (1984)

(a) Métodos de extracção : Ex- extracto de saturação; P- percolação

Com base em dados fornecidos por Barber (1984) e Marshner (1986), apresentamos nos diagramas da Fig. II.9 a frequência da distribuição dos níveis de K em solução para diversas situações. Na Fig. II.9a apresentamos valores do K em solução de solos de regiões áridas. Na Fig. II.9b os dados apresentados correspondem, na maioria dos

casos, a solos com um teor de K permutável baixo, sendo tais solos provenientes de regiões com precipitação elevada; na Fig. II.9c encontra-se a frequência de distribuição do K em solução de alguns solos cultivados, nomeadamente com plantas hortícolas.

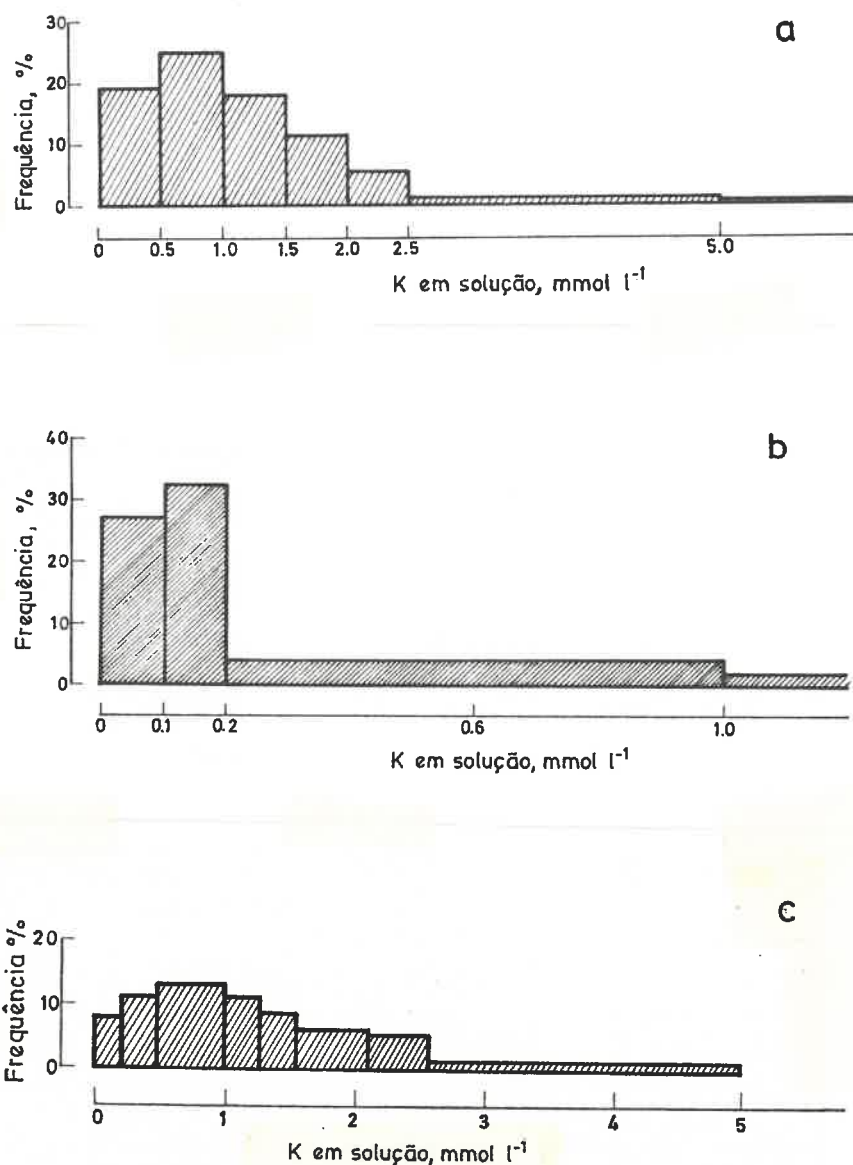


Fig. II.9 - Frequência da distribuição da concentração do K em solução.
 a - zonas áridas (com base nos dados de Reisenauer, *in* Barber, 1984)
 b - zonas húmidas (com base nos dados de Barber, 1984)
 c - solos agrícolas e hortícolas (com base nos dados de Marschner, 1986).

Dos resultados apresentados no Quadro II.1 e na Fig. II.9 podemos observar que, em geral, nos solos das regiões áridas os teores de K em solução são bastante superiores aos obtidos em solos mais lixiviados. Com efeito, a partir dos dados de Reisenauer (1964) verifica-se que dois terços das 155 amostras contêm teores de K em solução que se encontram compreendidos entre 280 e 2000 $\mu\text{mol l}^{-1}$, enquanto que, segundo os dados apresentados por Barber *et al* (1962) para solos mais lixiviados, a variação é de 50-250 $\mu\text{mol l}^{-1}$ em dois terços das 142 amostras analisadas.

Segundo Barber (1984), desconhece-se ainda se é a actividade do ião ou a sua concentração que determina a taxa de absorção do K pelas plantas. No entanto, sabe-se que a concentração dos iões na vizinhança imediata das raízes é baixa e, portanto, a actividade é quase igual à concentração.

As concentrações iónicas em solos ácidos são, em geral, mais baixas do que nos solos neutros e alcalinos. A força iónica da solução, sobretudo neste último caso, pode ser algo elevada, razão porque, segundo Adams (1974), devem considerar-se as actividades dos iões em vez das respectivas concentrações.

Como podemos observar na Fig. II.8, o K na solução do solo encontra-se em equilíbrio com o K permutável, segundo uma dinâmica que permite o equilíbrio instantâneo entre estas duas formas sempre que a concentração de uma delas é alterada. O nível do K em solução resultante deste equilíbrio depende muito da quantidade de K permutável, da quantidade e tipo de colóides presentes, do pH do solo e da presença de outros catiões (Salmon, 1964; Curtin e Smillie, 1983; Grimme, 1985; Sparks e Huang, 1985; McLean e Watson, 1985; Beegle e Baker, 1987).

A quantidade e tipo de colóides dominantes no solo e o pH determinam, em larga medida, a intensidade com que o K é retido na forma adsorvida. Assim sendo, a disponibilidade do K para a planta não depende do K em solução num dado momento, mas da capacidade que o solo tem de manter uma concentração adequada deste nutriente em solução. Essa capacidade é denominada **poder tampão do solo para o K**. Os aspectos relacionados com a intensidade de retenção do K na forma adsorvida e o poder tampão dos solos serão referidos com maior pormenor na alínea seguinte.

Quando o K permutável e o K em solução estiverem esgotados pelo cultivo de plantas, o K que inicialmente se encontrava na forma não permutável é mobilizado para a solução. A concentração do K em solução a partir da qual o K interlamelar é libertado para formas disponíveis para a planta varia obviamente de solo para solo e depende sobretudo dos minerais dominantes, nomeadamente dos teores de biotite, moscovite e ilite, como veremos em 1.2.3.

1.2.2 - K permutável

Entende-se por K permutável ou de troca o que se encontra adsorvido por forças electrostáticas às cargas negativas das argilas e matéria orgânica, e que é facilmente permutado por outros cátions como o Mg^{2+} , Ca^{2+} e H^+ . O K permutável está em equilíbrio rápido com o K em solução, sendo por isso facilmente utilizável pelas plantas. Estas não conseguem contudo exaurir totalmente o K de troca. Existe um nível mínimo característico de cada solo abaixo do qual dificilmente é possível reduzir o K permutável (Reitmeier, 1951; Santon e Orchard, 1963; Tabatabai e Hanway, 1969; Portela e Cardoso, 1980).

O K de troca dos solos tem uma variação acentuada, desde níveis extremamente baixos em solos com teores altos de matéria orgânica até valores muito elevados em solos provenientes de aluviões ou em solos muito argilosos onde se realizaram adubações potássicas abundantes. Sharpley e Kamprath (1988) estudaram a variação do K de troca em 195 solos de várias origens e com propriedades físico-químicas diversas. No Quadro II.2 apresentam-se os valores médios e a amplitude de variação dos solos estudados relativamente aos teores de argila e carbono orgânico, pH, CTC e K de troca.

Quadro II.2- Variação do K de troca em 195 solos (camada superficial)

Características físico-químicas	Média	Mediana	Amplitude
Argila (%)	23,4	21,1	0,4 - 76,3
Carbono orgânico	1,8	1,3	0,1 - 15,4
pH	6,3	6,3	3,3 - 9,1
CTC (cmolc kg ⁻¹)	20,5	17,8	1,3 - 78,1
K de troca (cmolc kg ⁻¹)	0,697	0,469	0,003 - 4,197

Fonte: Adaptado de Sharpley e Kamprath (1988), p. 744.

Dados provenientes de fontes diversas e para vários tipos de solos (Vasco da Gama, 1966b, 1975, 1978, 1983; Madeira e Furtado, 1984; Pires, 1986; Portela *et al*, 1986; Martins e Coutinho, 1987) indicam para os solos de Portugal valores do K permutável que variam entre 0,01 a 1,52 cmolc kg⁻¹.

A facilidade com que o K é permutado por cátions que existem em solução e o equilíbrio que se estabelece entre o K adsorvido e o K em solução dependem da afinidade para o K dos locais de adsorção dos colóides ou, dito de outro modo, depende da maior ou menor intensidade com que o K se encontra retido nos colóides. A afinidade ou selectividade para o K tem sido traduzida quantitativamente de forma diversa pelos investigadores, podendo ser avaliada, por exemplo, através das relações Q/I (Beckett,

1964b) ou através do coeficiente de Gapon. Uma das equações mais conhecidas e que tem sido utilizada com maior frequência para descrever quantitativamente as reacções de troca entre catiões mono e divalentes é a equação de Gapon (van Bladel, 1972; Schuffelen, 1972). Esta equação (E.II.1) pode descrever-se do seguinte modo:

$$\frac{K^+_{ads}}{C^{2+}_{ads}} = K_G \frac{aK^+}{\sqrt{aC^{2+}}} ; \quad \frac{aK^+}{\sqrt{aC^{2+}}} = AR^k \quad (E.II.1)$$

K^+_{ads} e C^{2+}_{ads} - K adsorvido e catião bivalente adsorvido respectivamente

aK^+ e aC^{2+} - actividades do K e do catião bivalente respectivamente (mol l^{-1})

K_G - coeficiente de Gapon ou coeficiente de selectividade [$(\text{mol l}^{-1})^{1/2}$ ou $(\text{mol l}^{-1})^{-1/2}$]. Este valor dá uma indicação da afinidade para o K dos locais de adsorção dos colóides.

AR^k - razão entre a actividade do K e a raiz quadrada da actividade do catião bivalente.

Esta equação relaciona as quantidades dos catiões adsorvidos com a razão das actividades dos catiões em solução. O valor do K_G dá-nos a medida da intensidade com que o K é adsorvido quando comparada com a do C^{2+} . Este catião divalente pode ser por exemplo, o Ca^{2+} ou Mg^{2+} . Como se pode inferir da equação, a intensidade com que o K é retido aumenta quando o coeficiente de selectividade aumenta. O valor de K_G varia de solo para solo devido à diferente natureza dos locais de adsorção e dos seus efeitos na adsorção relativa dos catiões do solo.

Para um dado sistema em equilíbrio, o respectivo K_G é constante dentro de certos limites, o que levou vários autores, como, por exemplo, Schouwenburg e Schuffelen (1963) e Bolt *et al* (1963), a utilizarem esta equação para descrever relações quantitativas entre catiões adsorvidos e catiões em solução. Estes autores calcularam os coeficientes de selectividade do K para diferentes locais de adsorção numa ilite, tendo observado que a ilite possuía três locais de adsorção: o K adsorvido nas superfícies planas (posição-p), cuja força de retenção é relativamente fraca, o K adsorvido nos rebordos do colóide (posição-e) cuja força de retenção é mais intensa que a anterior e o K adsorvido em posição interlamelar (posição-i), sendo este K fortemente retido pela ilite. Os diferentes locais de adsorção da ilite encontram-se ilustrados na Fig. II.10. A diferente intensidade com que o K se encontra retido nestes três locais foi quantitativamente avaliado pelos seguintes coeficientes de selectividade: posição-p $K_{Gp} - 2,2 (\text{mmol l}^{-1})^{-1/2}$; posições-e $K_{Ge} - 102 (\text{mmol l}^{-1})^{-1/2}$ e posições-i $K_{Gi} > 2000 (\text{mmol l}^{-1})^{-1/2}$ (Schouwenburg e Schuffelen, 1963). Bolt *et al* (1963) obtiveram no mesmo ano resultados quase idênticos

aos dos investigadores acima referidos. Esta diferente afinidade para o K dos vários locais de adsorção está, como veremos, relacionada com o grau de saturação do K do complexo de troca e com o tipo de colóides presente.

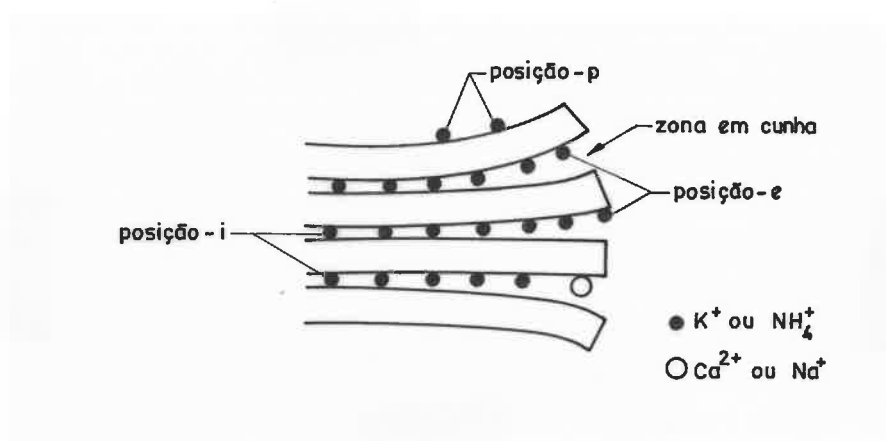


Fig.II.10 - Locais de adsorção do K^+ numa mica alterada (Mengel, 1985).

À medida que os locais começam a ficar ocupados (primeiro aqueles a que correspondem maiores energias de retenção) a constante de Gapon vai diminuindo gradualmente. Com efeito, os resultados apresentados por Schuffelen (1972) mostram que os valores de K_G diminuíram com o grau de saturação do K entre 40 e 2 $(mmol\ l^{-1})^{-1/2}$. Igualmente, Rasnake e Thomas (1976) obtiveram valores de K_G que variaram entre 8 $(mmol\ l^{-1})^{-1/2}$, antes do cultivo dum solo aluvionar, e 32 $(mmol\ l^{-1})^{-1/2}$, após quatro meses de cultivo intensivo do solo com uma gramínea, na ausência da adubação potássica. Contudo, a variação de K_G com o grau de saturação em K depende do tipo de argila presente. Knibbe e Thomas (1972) mostraram que o K_G de uma montmorilonite se mantinha constante e igual a 1,05 $(mol\ l^{-1})^{-1/2}$, enquanto que o K_G dos solos estava estreitamente relacionado com o teor de mica. Os autores obtiveram maior variação de K_G quando o teor de mica do solo se encontrava entre 19 e 26 % e uma pequena variação quando o teor de mica oscilava entre 10 e 19 %. A elevada densidade de carga da mica seria responsável pela sua elevada afinidade para o K. Embora os locais de adsorção selectiva sejam menos frequentes nos minerais expansíveis, a sua presença em montmorilonites foi referida por Sumner e Marques (1966). Os resultados obtidos por

Niederbudde e Fisher (1980) indicam também que o K pode ser selectivamente adsorvido nas esmectites.

Beckett (1964b) utilizou uma outra forma de descrever a relação entre o K permutável e o K em solução. Este investigador fez uso das chamadas relações quantidade/intensidade, também conhecidas por relações Q/I. O factor quantidade (Q) representa a quantidade de K permutável, enquanto que o factor intensidade (I) reflecte a força com que o K é retido pelo solo e é, em geral, quantitativamente representado pelo K solúvel. Beckett estudou a relação Q/I de vários solos fazendo variar a saturação do K no complexo de troca e determinando simultaneamente a razão das actividades do K em relação aos cationes bivalentes (AR^k). A representação gráfica desta relação encontra-se na Fig. II.11. O factor quantidade, indicado em ordenadas, é representado pela variação do K de troca (ΔK), e o factor intensidade, em abcissas, é representado pela razão das actividades do K e a raiz quadrada das actividades do Ca e Mg (ver equação E.II.1). Como se pode observar, esta relação é linear em quase toda a amplitude de variação de AR^k . Beckett denominou a inclinação da porção rectilínea da curva ($\Delta Q/\Delta I$) por PBC^k (termo este designado por Vasco da Gama, 1967, por capacidade de tamponização do potencial do potássio lábil). O valor de PBC^k dá-nos uma indicação da capacidade que a fase adsorvida do solo tem para manter um dado nível de K em solução e é, segundo Sparks e Huang (1985), proporcional à CTC do solo. Evangelou e Karathanasis (1986), Beyme e Richter (1984) (cit. por Richter, 1987) procuraram estabelecer relação entre o PBC^k e a CTC dos solos, através da expressão: $PBC^k = CTC \times K_G$. Os autores reconheceram, contudo, que esta relação só é aplicável a um número limitado de solos porque está muito dependente do tipo de colóide presente e do grau de saturação em K.

Para baixos níveis do K solúvel a relação Q/I torna-se curvilínea, o que Beckett atribui à maior força de retenção do K aos locais de adsorção. Bolt (1964), após análise dos dados de Beckett verificou que a parte rectilínea da relação Q/I apresentava um valor de K_G relativo ao K de $2,7 \text{ (mol l}^{-1}\text{)}^{-1/2}$, enquanto que a porção curvilínea, quando convertida na equação de Gapon, forneceu um valor de K_G de $600 \text{ (mol l}^{-1}\text{)}^{-1/2}$. Estes valores são da mesma ordem de grandeza dos obtidos por Schouwenberg e Shuffelen (1963) e Bolt *et al* (1963), respectivamente para os locais de adsorção nas superfícies planas e para os locais de adsorção nos rebordos e posições interlamelares das ilites. A relação Q/I do K foi medida para diversos solos por um grande número de investigadores que obtiveram curvas semelhantes às da Fig. II.11 (Vasco da Gama, 1967; Arnold *et al*, 1968; Rasnake e Thomas, 1976; Sparks e Liebhardt, 1981 e 1982; Evangelou e Karathanasis, 1986; Beegle e Baker, 1987).

Barber (1981) utilizou um método algo diferente deste último para expressar as

mesmas relações do K no solos. Os parâmetros utilizados por Barber são a concentração do K na solução do solo e o K de troca. Na Fig. II.12 estão representadas graficamente duas curvas obtidas para dois solos diferentes. Em ordenadas encontra-se representado o K permutável (Cs) expresso em $\mu\text{mol cm}^{-3}$ de solo e em abscissas o K em solução (Ci) expresso em $\mu\text{mol cm}^{-3}$ de solução; os valores de b - poder tampão do solo para o K (inclinação da porção rectilínea da curva) e CTC - capacidade de troca catiónica estão indicados para cada um dos solos. O valor b corresponde portanto ao valor anteriormente referido por PBC^k . Esta forma de apresentar a relação Q/I tem sido também adoptada por outros autores como Németh *et al* (1970), Baligar *et al*, (1978), Grimme (1985), Mittal *et al* (1987). Como se pode observar na Fig. II.12 os solos apresentam diferentes valores de b que estão relacionados com a capacidade de troca catiónica dos respectivos solos. As curvas mostram que um solo com um elevado poder tampão necessita de ter um valor do K permutável mais alto quando comparado com um solo com valor b mais baixo para que possa manter em solução um nível de K idêntico ao deste.

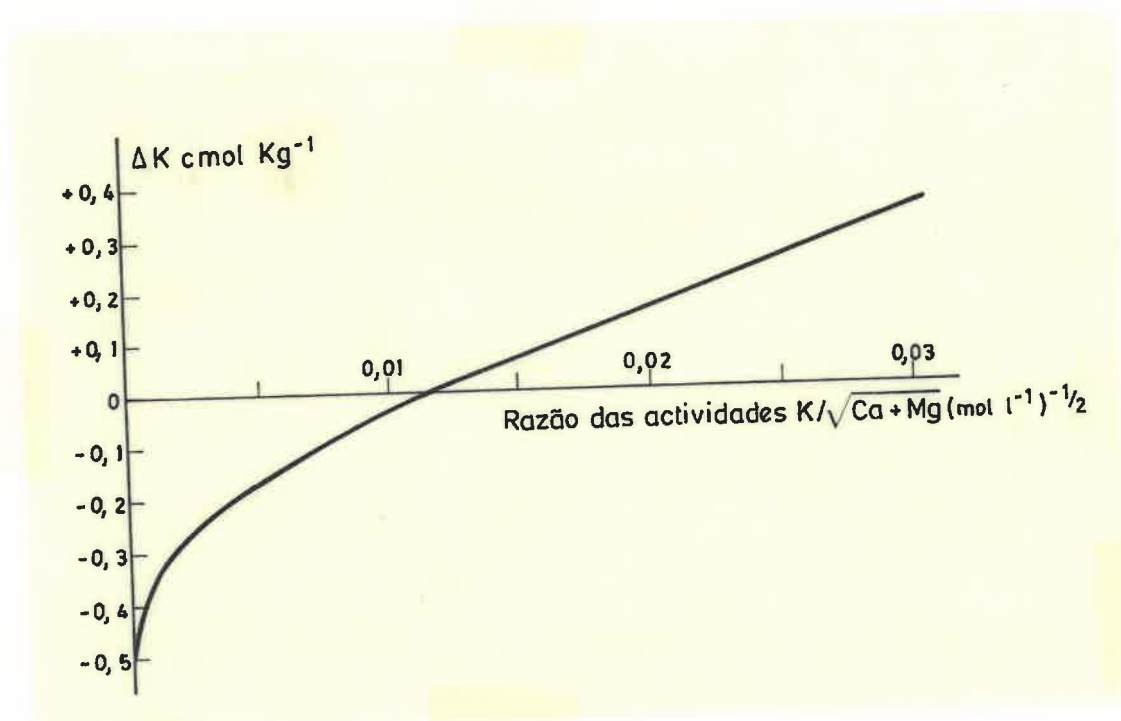


Fig. II.11 - Relações Q/I do K (Beckett, 1964).

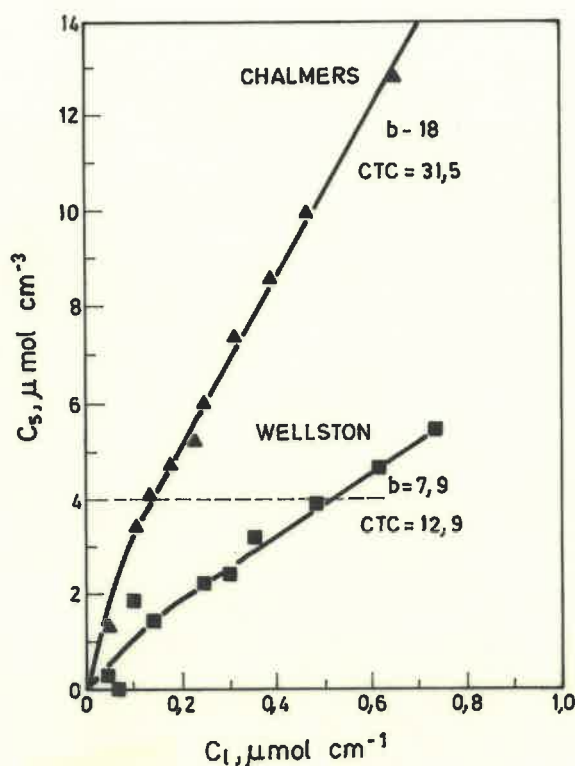


Fig. II.12 - Relação entre a concentração do K em solução e o K permutável (Barber, 1981).

Como seria de prever, o poder tampão do K varia muito de solo para solo e poder-se-á, em certa medida, concluir que o poder tampão tem tendência a aumentar numa relação directa com a capacidade de troca catiónica. Esta relação está muito dependente do coeficiente de selectividade do K, o qual varia muito, como já referimos, com o tipo de colóide e com a saturação em K do complexo de troca. Dados apresentados por Shaw *et al* (1983) mostraram que três solos com valores muito próximos da CTC apresentavam valores tampão do solo para o K bastante diferentes. Esta diversidade é certamente devida a diferenças na força de retenção do K aos locais de adsorção.

Como vimos, o poder tampão do solo para o K depende do tipo de colóide presente. Assim, segundo Mengel (1985) e Sparks e Huang (1985), os locais de adsorção nas caulinites, matéria orgânica, superfícies planas da montmorilonite e, em certa medida, as superfícies internas desta última são menos específicos, e a intensidade com que retêm o K corresponde às posições-p das ilites. Grimme (1985) apresenta a seguinte sequência para a selectividade dos minerais argilosos em relação ao K:

ilite > vermiculite > esmectite > caulinite

Assim, nos solos em que há maior abundância de locais cuja intensidade de ligação ao K é fraca, o K é mais facilmente permutado por catiões como o Ca^{2+} , Mg^{2+} e H^+ , o que aumenta a sua mobilidade.

O teor de matéria orgânica é um outro factor que afecta muito as relações Q/I. Vários autores têm observado que o teor elevado de matéria orgânica conduz a valores reduzidos de b ou de PBC^k (Beckett e Nafady, 1968; Baligar *et al*, 1978; Evangelou *et al*, 1986; Uribe e Cox, 1988). Estes autores atribuíram o baixo poder tampão do solo para o K à reduzida afinidade (baixo K_G) dos locais de adsorção da matéria orgânica para o K. Por exemplo, Baligar *et al* (1978) calcularam os coeficientes de selectividade de quatro histossolos com vários níveis de saturação em K e obtiveram valores de K_G (K/Ca) que variaram de $1,38 \times 10^{-2}$ a $2,88 \times 10^{-2}$ ($\mu\text{mol l}^{-1}$) $^{-1/2}$ e valores de K_G (K/Mg) de $3,8 \times 10^{-2}$ a 14×10^{-2} ($\mu\text{mol l}^{-1}$) $^{-1/2}$; qualquer destes valores é muito inferior à unidade, o que significa que o Ca e o Mg são preferencialmente adsorvidos relativamente ao K.

A maior força de ligação dos catiões bivalentes às substâncias húmicas tem sido atribuída à formação de carboxilatos de Ca e Mg insolúveis e à formação de compostos complexos ou quelatos (Schuffelen, 1972; Stevenson, 1984). A ordem de preferência das substâncias húmicas relativamente aos catiões de troca do solo foi apresentada por Stevenson (1982) como se segue :



Esta ordem de preferência está relacionada, como é sabido, com a valência dos catiões e com o seu diâmetro iónico hidratado, comportando-se o hidrogénio como um catião bivalente. A maior força de ligação do K relativamente ao Na é por norma referida pelos investigadores. Porém, um estudo realizado por Gamble (1973) mostrou que os ácidos fúlvicos apresentam maior preferência de ligação com o Na do que com o K. O autor explicou a ocorrência do seguinte modo: " The experimental results may, however, be explained by postulating that fulvic acid in aqueous solution possesses cages lined by solvated carboxylate groups. If the incoming cation is able to share solvating water molecules with carboxylate groups, then the smaller bare-ion diameter of Na could be favored over that of K".

Um outro factor que é frequentemente referido na literatura como influenciando a capacidade do solo para reter o K em locais de adsorção é o pH do solo. Beckett (1964b) comparou o valor de PBC^k de um solo ácido com o PBC^k do mesmo solo após ter aplicado calcário e observou que houve um aumento de 12,5 para 16,5 (mol l^{-1}) $^{-1/2}$. A subida do pH devido à calagem reduz o teor de Al permutável, o que faz aumentar a quantidade dos outros catiões adsorvidos, não só os bivalentes mas também parte do K

que se encontrava inicialmente em solução. A diminuição do K solúvel diminui o valor de AR^k , o que naturalmente provoca um aumento de PBC^k . Resultados idênticos foram obtidos por Sparks e Liebhardt (1981) após correcção da acidez do solo.

Segundo Talibudeen (1972), a facilidade com que o K dos solos é permutado depende da natureza dos catiões com que compete. Os catiões Al aumentam progressivamente à medida que o pH do solo desce abaixo de 5,5. Devido ao facto do Al ser mais fortemente retido que o Ca, Mg e H (Coulter e Talibudeen, 1968; Schnitzer, 1969; Stevenson, 1984) as reacções de troca que envolvem o K devem ser consideradas em competição com o Al. Mesmo quando se dá a progressão de $Al^{3+} \rightarrow Al(OH)^{2+}$ (formação de polímeros de tamanho diverso) verifica-se um aumento da adsorção preferencial do Al (Talibudeen, 1972).

A maior ou menor preferência dos locais de adsorção do solo pelo alumínio está também relacionada com o tipo de colóides existentes. Com efeito, Talibudeen (1972) indica que a maior preferência pelo Al relativamente ao K está invariavelmente associada ao aumento da proporção de clorite-vermiculite, e a maior preferência pelo K à presença de montmorilonite-ilite. Também a elevada estabilidade dos complexos formados entre as substâncias húmicas e o Al contribui para uma maior preferência dos colóides orgânicos pelo Al do que pelo K.

Bartlett e McIntosh (1969), Németh e Grimme (1972), Németh (1975) e Curtin e Smillie (1983) mediram o K solúvel após correcção da acidez de vários solos e verificaram que a quantidade de K em solução diminuí com o aumento do pH. Isto significa que baixos valores de pH favorecem a mobilidade do K enquanto que a calagem aumenta a retenção do K em posições adsorvidas. A maior retenção do K após a calagem poderá assim ser explicada por duas vias: a regeneração da carga dos colóides e consequente aumento do K adsorvido, e a maior facilidade do K competir com catiões divalentes Ca^{2+} e Mg^{2+} (que ocorrem a pH mais elevado) relativamente ao Al^{3+} e/ou H_3O^+ adsorvidos ou existentes nas zonas cuneiformes dos minerais micáceos (Rich, 1968).

O K de troca é analiticamente determinado utilizando como extractante um sal neutro de um outro catião. Os extractantes mais usados são o acetato de amónio (NH_4OAc), cloreto de bário e cloreto de cálcio, sendo o primeiro o mais vulgarmente utilizado. Porém, a quantidade de K determinada analiticamente depende muito do catião utilizado. Conforme Rich (1964) e Rich e Clark (1964) (citados por Sparks e Liebhardt, 1981) referem o NH_4 com um raio iónico de 1,43 Å pode substituir o K com um raio iónico de 1,33 Å nos locais de adsorção selectiva do K, nas micas e vermiculites, daí resultando uma maior extracção do K de troca com o NH_4OAc . Assim, em solos onde abundam aqueles minerais, o NH_4OAc tende a avaliar por excesso o K permutável. De facto, Bolt *et*

al (1963) ao estudarem solos com teores elevados de ilite referem que o K de troca que é determinado por substituição pelo NH_4 consiste sobretudo no K que se encontra nas posições-p e posições-e (ver Fig. II.11). Por outro lado, van Diest (1978) e Mengel (1985) referem que o excesso de NH_4 presente no extractante provoca a contracção das zonas cuneiformes bloqueando posteriormente a libertação do K interlamelar. Estes dois pontos de vista são aparentemente contraditórios e estarão certamente relacionados com a variedade e proporção dos colóides presentes nos solos. Deve salientar-se, também, que a fronteira que se estabelece entre o K permutável e o K não permutável é arbitrária e algo artificial.

Vários autores têm demonstrado que o tratamento das amostras de solo antes da extracção do K pelo NH_4OAc tem um efeito marcante nos quantitativos extraídos por este método. Desde há muito que se reconhece que a secagem e o humedecimento das amostras dá origem a valores diferentes do K permutável. Na maioria dos casos os autores referem que a secagem dos solos conduz a valores mais elevados do K de troca (Stanford, 1947; Hanway e Scott, 1957; Raman e Jackson, 1965; Vasco da Gama, 1966a; Smith *et al*, 1968; Luo e Jackson, 1985). No entanto Cook e Hutcheson (1960), Dowdy e Hutcheson (1963a, 1963b) e Haby *et al* (1988) indicam que a secagem do solo apenas conduz a valores mais elevados do K de troca quando o seu nível no solo é baixo. Dos trabalhos referidos parece claro que o grau de fixação ou libertação do K por secagem tanto podem aumentar como diminuir o K de troca dos solos dependendo dos tipos de colóides presentes e do nível do K na solução do solo. Como referem os autores, a secagem pode causar a fixação do K nas cunhas existentes nos rebordos dos cristais, mas simultaneamente o K pode ser libertado ao longo de todo o folheto devido à exfoliação provocada pela secagem. Assim, uma ou outra situação pode ocorrer quando se seca o solo, dependendo do processo predominante. Alguns dos mecanismos propostos para explicar este fenómeno foram referidos em 1.1.2.2.

1.2.3 - K interlamelar

Durante o seu ciclo de crescimento, as plantas podem absorver quantidades de K superiores às que existiam inicialmente nas formas solúvel e de troca. Essa forma de K tem sido designada por "K não permutável" porque não é extraída pelo método tradicional do acetato de amónio. A designação de "K não permutável" tem sido, como mencionámos, a mais vulgarmente utilizada e por esta razão será ao longo deste trabalho utilizada como sinónimo do K interlamelar. Esta fracção não é porém fácil de separar do K que faz parte da estrutura dos minerais e que nós designámos por K da malha.

Como podemos observar na Fig. II.8 o equilíbrio entre o K em solução ou o K permutável e o K da malha é reversível, e, portanto não só o K interlamelar pode ser libertado para a solução do solo, como também o K existente em solução ou na forma permutável pode ser fixado entre os folhetos de alguns minerais. Tem-se convencionado chamar a estes processos respectivamente "libertação do K" e "fixação do K".

1.2.3.1 - Libertação do K

Os minerais responsáveis pela libertação do K interlamelar são os minerais micáceos (micas di e trioctaédricas), ilites e vermiculites. A libertação de quantidades apreciáveis de K e sua substituição por catiões hidratados conduz à expansão da malha dos cristais. Admite-se que a libertação do K não permutável resulta sobretudo da permuta entre o K interlamelar e os catiões de troca. No entanto, esta reacção é demasiado lenta para ser determinada pelos métodos tradicionais que medem o K permutável; pode, porém, ser determinada por tratamentos repetidos com Na ou Ca (Jackson e During, 1979; Quirk e Chute, 1968; Talibudeen *et al*, 1978).

A utilização do K não permutável como uma fonte importante de K para as plantas tem sido amplamente reportada por grande número de investigadores (Pearson, 1952; Maclean, 1961; Arnold e Close, 1961; Metson, 1968; Talibudeen e Dey, 1968b; Vasco da Gama, 1968; Oliveira *et al*, 1971; Fergus e Martin, 1974; Addiscott e Johnston, 1975; Oelsligle *et al*, 1975; Martini e Suarez, 1977; Sinclair, 1979; Portela e Cardoso, 1980; Graley, 1981; Steffens, 1986; Singh *et al*, 1983; Krishnakumaris *et al*, 1984).

As quantidades de K libertadas de formas inicialmente não permutáveis referidas na literatura que acabámos de mencionar variou entre 0 a 1310 mg kg⁻¹ de solo e representou entre 0 a 97% do K total absorvido pelas plantas quando os solos foram sujeitos a cultivo intensivo. Os solos diferem, pois, muito na sua capacidade para libertarem o K interlamelar, o que depende sobretudo do tipo e conteúdo de minerais micáceos e do grau de meteorização destes minerais. A quantidade de K libertado pode reduzir-se a quantidades extremamente pequenas num ciclo cultural e ser bastante elevada quando o solo é intensivamente explorado, ou cultivado por períodos longos sem fertilizações potássicas.

A libertação do K interlamelar e a sua utilização pelas plantas só ocorre quando o nível de K permutável e o K em solução diminuírem muito devido à remoção do K pelas culturas ou devido à lixiviação (Fergus e Martin, 1974; Sinclair, 1979; Jackson e During, 1979). Por exemplo, Fergus e Martin (1974) referem que o K não permutável só começou a ser libertado quando o K de troca foi reduzido para 80% do valor inicial. De igual

modo, Tabatabai e Hanway (1969) sugerem que a libertação do K não permutável apenas passa a ser significativa quando o K de troca atinge valores reduzidos. Contudo, existem estudos que indicam que a redução do K permutável não é uma condição necessária para que as plantas utilizem o K não permutável. Mackay e Russell (1975) cultivaram intensivamente vários solos e verificaram que a libertação do K não permutável ocorreu mesmo em períodos em que as plantas absorveram o K em consumo de luxo. De igual modo, Portela e Cardoso (1980) verificaram a ocorrência da libertação de K não permutável em solos abundantemente adubados com potássio.

Admitimos que estes resultados estarão relacionados com a diferente composição mineralógica dos solos e que a libertação do K não permutável estará mais relacionada com a redução do K na solução do solo do que com a quantidade do K permutável. Com efeito, Rausell-Colom (1965), Quirk e Chute (1968), Addiscott e Johnston (1975), Sinclair (1979), Sparks *et al* (1980b), Martin e Sparks (1983), Sparks (1986), afirmam que a libertação do K dos espaços interlamelares é um processo lento, controlado por difusão e dependendo, portanto, do nível do K em solução. O valor mínimo a partir do qual o K interlamelar é libertado varia, como é óbvio, de solo para solo, pois depende muito do tipo e abundância de minerais micáceos. Como mencionámos anteriormente, o K interlamelar das micas trioctaédricas é libertado para valores do K em solução mais elevados do que quando se está em presença de micas dioctaédricas. Alguns autores dão indicação quantitativa desses níveis em solos cultivados. Por exemplo, Jackson e During (1979) referem que a libertação do K não permutável não ocorre, em geral, para valores do K em solução superiores a $125 \mu\text{mol l}^{-1}$; Beegle e Baker (1987) referem que essa libertação só passa a ser apreciável no solo para valores que variam entre 27 a $83 \mu\text{mol l}^{-1}$; Sinclair (1979), por seu lado, indica valores entre 30 e $56 \mu\text{mol l}^{-1}$.

A facilidade com que o K é removido dos espaços interlamelares não se mantém constante, sendo a libertação tanto mais difícil quanto maior o esgotamento do solo naquele nutriente. Este facto terá levado a que alguns autores classificassem o K não permutável em duas categorias, as quais eram função da taxa com que o K era libertado (Haylock, 1956; Arnold e Close, 1961; Stanton e Orchard, 1963; Addiscott e Johnston, 1975; Martini e Suarez, 1977; Sinclair, 1979). Sinclair (1979) determinou, inclusivamente, o coeficiente de difusão para estas duas categorias; assim, o coeficiente de difusão do K nos estádios iniciais de cultivo foi de $10^{-7} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ e o da segunda categoria, que se refere ao K mais lentamente libertado nos estádios mais tardios do crescimento, variou entre 10^{-20} a $10^{-22} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$. Stanton e Orchard (1963) determinaram, por seu lado, a taxa de libertação do K desta segunda categoria, obtendo valores de cerca de 60mg kg^{-1} por ano.

Sinclair (1979) atribui a maior taxa de libertação do K à remoção do K que se encontra nos rebordos das micas, enquanto que a segunda categoria corresponderia à libertação do K que se encontra mais interiormente nas posições interlamelares (cfr. Fig. II. 10).

Vários investigadores têm observado que as plantas possuem diferente capacidade para utilizarem o K inicialmente não permutável. Assim, Fergus e Martin (1974) referiram que o K não permutável utilizado pela *Macroptilium atropurpureum* excedia o utilizado pela *Cloris gayana* e pela *Medicago sativa* na maioria dos solos por eles estudados. Os autores atribuíram este diferente comportamento na absorção do K não permutável à diferente capacidade que aquelas plantas tinham de reduzir o K existente em solução. Graley (1981) constatou que, num solo com ilites, a quantidade de K não permutável utilizada pelo *Lolium perenne* foi de 403 mg kg⁻¹ de solo (o que correspondeu a 67% do K absorvido pela planta), enquanto que o *Trifolium subterraneum* e a *Brassica oleracea* absorveram 199 e 215 mg kg⁻¹, respectivamente (o que correspondeu a 50% do K absorvido). Steffens (1986) observou que, após cultivo intensivo de um solo durante dois anos, a quantidade do K não permutável absorvido pelo *Lolium perenne* foi de 382 mg kg⁻¹, enquanto a do *Trifolium pratense* foi de 277mg kg⁻¹ de solo. A maior quantidade de K interlamelar absorvida pelo azevém foi atribuída ao maior comprimento do seu sistema radicular e dos pêlos radiculares, os quais foram respectivamente, cerca de quatro e duas vezes superiores aos mesmos parâmetros do trevo. O autor mostrou ainda, através de diagramas obtidos por difracção de Raios X, que a intensidade dos picos a 10 Å, após o cultivo do solo, foi mais reduzida quando este foi cultivado com o azevém. A diminuição do pico da ilite (10 Å) foi acompanhada do aumento da intensidade do pico da vermiculite (14 Å), denotando assim que a gramínea extraíu maior quantidade do K interlamelar através de uma exploração mais intensa do solo. Malquori *et al* (1975), também verificaram através da difracção de Raios X e em condições idênticas de cultivo do solo que o trigo provocou uma alteração mais intensa das biotites do que a luzerna.

Alguns autores têm mostrado também que a remoção do K interlamelar pelas raízes das plantas ocorre sobretudo na rizosfera (Sarkar *et al*, 1979; Steffens, 1986). Este último autor mostrou que, no caso do azevém, a exploração do K não permutável foi até 5 a 10 mm da superfície das raízes, enquanto que Jungk *et al* (1982) referem que a libertação do K não permutável ocorre apenas dentro do volume que inclui os pêlos radiculares, isto é, a 1mm da superfície da raiz. Parece pois evidente que a libertação do K não permutável ocorre sobretudo na vizinhança da raiz, já que é nesta zona que o K em solução atinge os valores mais baixos. Jungk *et al* (1982) mostraram que a concentração de K até 1 mm da superfície da raiz era de 2 µmol l⁻¹.

Nalguns dos estudos realizados sobre a taxa de libertação do K inicialmente não permutável é dada ênfase sobretudo à fracção argilosa (Arnold e Close, 1961; MacLean, 1961; Talibudeen e Dey, 1968b; Tabatabai e Hanaway, 1969; Addiscott e Johnston, 1975). Outros estudos, porém, têm incidido também nas fracções mais grosseiras do limo e areia. Por exemplo, Merwin e Peech (1950) faziam já referência à importância da fracção limo na libertação do K. Nos solos estudados pelos autores o limo foi responsável pela libertação de 15 a 51% do K total libertado e a argila por 40 a 83%, enquanto que a areia teve um papel insignificante. Feigenbaum e Levy (1977) observaram que os solos cujas reservas de K se encontravam sobretudo na fracção limo libertavam o K a uma taxa mais elevada que os restantes solos. Munn *et al* (1976) estudaram a libertação do K por extracção com o CaCl_2 nas três fracções (argila, limo e areia) tendo observado que a contribuição das diferentes fracções na libertação do K não permutável foi: a da argila de 30-74% ; a do limo, 24-56% e a da areia, 3-21%. Nos dois solos que apresentaram menores teores de argila (13 e 19%) a contribuição das fracções limo e areia foi respectivamente de 63 e 70%. Por outro lado, Sinclair (1979) não encontrou correlação entre a libertação do K permutável e a quantidade de K na fracção argilosa. Doll *et al* (1965) quando estudaram a libertação do K em lotes da fracção argilosa de vários solos verificaram que a quantidade de K libertado era maior nas fracções mais grosseiras ($0,02 - 2\mu\text{m}$ e $0,2 - 0,008\mu\text{m}$) do que na fracção mais fina ($< 0,08\mu\text{m}$). A influência do tamanho das partículas na libertação do K e os mecanismos envolvidos foram já discutidos na secção 1.1.2.2.

O K não permutável pode ser determinado por vários métodos. Martin e Sparks (1985) fizeram uma revisão exaustiva desses métodos, tendo-os classificado nas seguintes categorias: a) extracção com sais; b) extracção com ácidos; c) lixiviação contínua do solo com ácidos ou sais diluídos; d) utilização de resinas catiónicas; e) utilização duma corrente eléctrica, sendo a electrodiálise o método mais corrente. Sparks e seus colaboradores (Sparks *et al*, 1980a; Martin e Sparks, 1983; Sparks, 1986) têm estudado extensivamente a cinética da libertação do K não permutável utilizando alguns dos métodos referidos.

O método mais rápido e mais divulgado é a extracção com o ácido nítrico fervente. Uma vez que foi este o método que adoptámos neste trabalho para determinação do K não permutável é sobre ele que faremos incidir, de modo particular, a nossa atenção. O K não permutável é calculado por diferença entre o K extraído com o HNO_3 e o K de troca. Este método tem sido utilizado por inúmeros investigadores, que têm encontrado uma correlação elevada entre o K extraído pelo HNO_3 e a quantidade de K não permutável removido pelas plantas (Mac Lean, 1961; Stanton e Orchard, 1963; Oliveira *et al*, 1971; Vasco da Gama, 1967, 1979; Singh *et al*, 1983).

Em relação ao K extraído pelo HNO_3 , vários autores (Mac Lean, 1961; Addiscott e Johnston, 1975; Martini e Suarez, 1977; Sinclair, 1979; Singh *et al*, 1983) têm distinguido duas categorias do K não permutável: o K rapidamente libertado, extraído nos primeiros tratamentos com o HNO_3 ; e a taxa constante de libertação do K, que corresponde à quantidade de K extraído pelo HNO_3 depois do solo ter sido anteriormente sujeito a três ou quatro extracções com aquele ácido (esta última muito menor do que a anterior). Esta separação do K não permutável em duas categorias teve exactamente como objectivo o de distinguir as diferentes taxas com que a planta absorve o K interlamelar (o que é absorvido nos estádios iniciais de crescimento e o que é absorvido na fase posterior em que aquele nutriente é mais lentamente removido).

Segundo MacLean e Watson (1985) e Barber (1984), a extracção do K do solo com HNO_3 fervente tem revelado ser um tratamento bastante drástico para alguns dos minerais, por conduzir à decomposição de grande parte das partículas de argila. Conyers *et al* (1969) referem que estudos realizados por difracção de Raios X, após o tratamento das amostras com HNO_3 , indicam que houve expansão e dissolução das vermiculites e duma parte das ilites.

1.2.3.2 - Fixação do K

Quando se adicionam ao solo sais potássicos solúveis, parte do K fica nas formas solúvel e permutável, mas uma parte pode ser retida entre os folhetos dos minerais 2:1 (montmorilonites, vermiculites, ilites e as micas alteradas), ficando numa forma que não é extraível pelo acetato de amónio. Tem-se designado este processo por fixação do potássio (Stanford, 1947; Wiklander, 1950; Reitmeier, 1951; Rich, 1968). O mecanismo da fixação do K tem sido descrito como um aprisionamento dos iões K^+ desidratados nas cavidades hexagonais existentes entre os folhetos dos minerais 2:1. A fixação do K em posições interlamelares atribui-se, como se referiu em 1.1.2.2, quer ao perfeito ajustamento do K nas cavidades hexagonais, quer à sua baixa energia de hidratação. Este processo é fortemente influenciado pela densidade da carga dos aluminosilicatos. Os que possuem maior densidade de carga fixam mais K do que aqueles que apresentam uma baixa densidade de carga.

As referências à fixação do K pelas vermiculites e minerais micáceos são frequentes, enquanto que em relação às montmorilonites são mais raras. Alguns autores sugerem que a fixação do K por montmorilonites só ocorre sob condições de secura (Stanford, 1947; Rich, 1968 e Sparks e Huang, 1985). Num trabalho recente de revisão sobre o assunto, Eberl *et al* (1986) discutem extensivamente a fixação do K por

esmeclites. Os autores referem-se mesmo à fixação irreversível do K por esmeclites quando sujeitas a humedecimento e secagem (a fixação é entendida aqui como o K que não é extraível pelo NaCl).

Arifin *et al* (1973), Niederbudde e Ficher (1981), e Goulding (1987) mostraram que a fixação do K por minerais argilosos leva à formação de novos minerais. Goulding (1987), refere-se a estudos, por meio de difracção de Raios X, que indicam que a fixação do K pelas vermiculites conduz à sua transformação em minerais do tipo da mica. Niederbudde e Ficher (1981) verificaram que a fixação do K por esmeclites conduzia à sua ilitização. De igual modo o trabalho de Eberl *et al* (1986) refere-se à ilitização das esmeclites.

O cultivo intensivo dos solos na ausência de fertilizações potássicas é, em geral, o principal responsável pela sua exaustão. Doll e Lucas (1973) indicam que solos franco-argilo-arenosos, em que a vermiculite era mineral dominante, fixaram 92% do K aplicado na forma de adubo. Bukart e Aberger (1978), citados por Mengel (1985), referem que a aplicação de adubos potássicos à taxa de 100 a 300 kg de K ha⁻¹ levou à fixação da quase totalidade do K.

A fixação do K não é, porém, irreversível, presumindo-se que possa, de novo, ser libertado e utilizado por culturas subsequentes. Reitmeier (1951) cita uma série de estudos em que o K inicialmente fixado foi posteriormente absorvido pelas plantas. Beckett (1971), citado por Robinson (1985), refere também que o K fixado pelo solo, após a sua aplicação sob a forma de sais solúveis, pode ser mais facilmente utilizado pelas plantas do que o K primitivamente existente na malha dos minerais. Esta maior facilidade na utilização do K anteriormente fixado está certamente relacionada com as alterações irreversíveis que entretanto ocorreram quando da remoção do K interlamelar, como sejam, a diminuição da densidade de carga, a perda de catiões das camadas octaédricas e distorções estruturais. Segundo Norrish (1973), o K que é reintroduzido nos minerais não reconstitui a estrutura original das micas.

Como já referimos em 1.1.2.2, a fixação do K leva ao colapso da malha dos cristais, ficando o K preso entre os folhetos. Contudo, a existência de hidróxidos de ferro e alumínio entre os folhetos das vermiculites, que actuando como "escoras" (cfr. Fig. II.7) impedem o colapso dos cristais (Rich, 1968), aumenta a fixação do K. Por conseguinte, nos solos em que ocorre a vermiculite aluminosa a capacidade de fixação para o K é maior.

1.3- TRANSPORTE DO K

1.3.1 - Difusão e fluxo de massa

A disponibilidade do K no solo levanta, ainda hoje, a seguinte interrogação: o K precisa ser transportado para a raiz ou passa a estar em contacto com a superfície daquela à medida que o sistema radicular das plantas penetra no solo? Esta última teoria, das trocas por contacto, introduzida por Jenny e Overstreet (1939), constituiria o processo a partir do qual os nutrientes atingiriam a superfície da raiz. Bray (1954) e, mais tarde, Barber (1962) sugeriram que a quantidade de nutrientes absorvida por este processo seria insuficiente para satisfazer as necessidades das plantas e que os processos mais importantes a partir dos quais os nutrientes ficariam em posição de serem absorvidos pelas raízes eram o transporte por difusão e o transporte através do fluxo convectivo da água (também designado por fluxo de massa). Estes autores consideraram que a quantidade de nutrientes que se encontra em contacto directo com as raízes é extremamente pequena e praticamente irrelevante no que respeita aos nutrientes que são absorvidos em maior quantidade pelas plantas. Barber (1974a) calculou a quantidade de alguns nutrientes que seriam transportados no solo pelos três processos principais: trocas por contacto, fluxo de massa e difusão (Quadro II.3).

Quadro II.3 - Estimativa do fornecimento dos nutrientes Ca, Mg, K e P às raízes do milho através de trocas por contacto, fluxo de massa e difusão

Ião	Quantidade absorvida pelo milho kg/ha	Quantitativos (kg/ha) fornecidos por		
		Trocas por contacto	Fluxo de massa	Difusão
Ca	45	40	90	-
Mg	35	8	75	-
K	110	3	12	95
P	30	1	0,12	28,9

Fonte: Barber (1974a)

No cálculo das trocas por contacto, Barber baseou-se no volume de solo em contacto directo com as raízes e na percentagem do volume de poros (50%). Como se observa no Quadro II.3, a importância deste processo, relativamente aos nutrientes menos móveis (P e K), é diminuta. Este ponto de vista é também partilhado por Drew e

Nye (1969) relativamente ao K, tendo observado que apenas 6% do K absorvido pelo *Lolium multiflorum* tinha origem no volume de solo correspondente ao cilindro limitado pelos pêlos radiculares.

Como se pode inferir do Quadro II.3, os processos mais importantes no transporte do K no solo são o fluxo de massa e a difusão. O fluxo de massa ocorre quando os solutos são transportados através do fluxo convectivo da água do solo para a planta. Isto significa que a quantidade de nutrientes que atinge a superfície da raiz depende do consumo de água pela planta e do teor de K na solução do solo. Contudo, quando a concentração do ião em solução é baixa relativamente às necessidades da planta, como é o caso do K, a quantidade do ião que atinge a superfície da raiz por fluxo de massa é insuficiente para satisfazer as necessidades da planta, tornando-se a difusão o mecanismo predominante (Barber, 1962; Barber *et al*, 1963). Como se observa no Quadro II.3, a quantidade de K transportado por fluxo de massa representa apenas 10% do total absorvido pelo milho. Resultado idêntico a este foi obtido por Brewster e Tinker (1970) com o alho. Este ponto de vista é partilhado por diversos investigadores (Bray, 1954; Brewster e Tinker, 1970; Drew e Nye, 1969; Drew *et al*, 1969; Olsen e Kemper, 1968), que reconhecem ser a difusão o principal mecanismo de transporte dos macronutrientes menos móveis como o P e o K. Por tal motivo apenas daremos relevo ao mecanismo da difusão.

A difusão do K ocorre como resultado de um gradiente de concentração que se gera na vizinhança das raízes. À medida que as raízes absorvem o K, a concentração do K na vizinhança imediata das raízes diminui, criando-se uma zona de depleção ("depletion zone"), que constitui a força impulsionadora do movimento do K das zonas não perturbadas do solo ("bulk soil") em direcção à raiz. A concentração do K à superfície da raiz pode atingir valores tão baixos como $2 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Claassen e Barber, 1976). O K é, portanto, transportado das zonas de maior concentração para as de menor concentração. A existência de uma zona de depleção na vizinhança das raízes foi demonstrada por Barber (1962), Barber *et al* (1963) e Walker e Barber (1962), para o P, Rb e K, através de radiografias tiradas às raízes em crescimento no solo. No entanto, a medição quantitativa dos gradientes de concentração do K só mais tarde foi realizada por Vaidyanathan *et al* (1966), Drew e Nye (1969), Farr *et al* (1969) e Nye (1972). As técnicas para medição do perfil de concentração do K na rizosfera, também designado por perfil de depleção, tornaram-se mais apuradas e mais precisas após os trabalhos de Kuchenbuch e Jungk (1982) e Jungk *et al* (1982). Na Fig II.13 apresenta-se um diagrama em que se relaciona a concentração dos nutrientes N, P, K com a distância à superfície da raiz. Como se observa, o gradiente de concentração depende da mobilidade do nutriente,

que no caso do K tem valor intermédio entre o N e P.

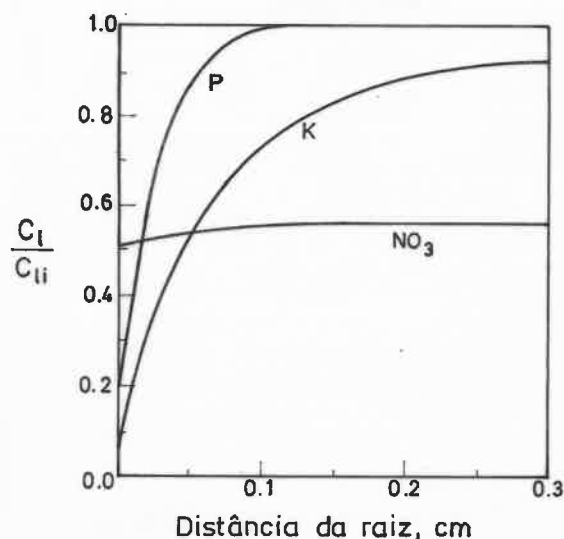


Fig. II.13 - Gradientes de concentração dos nutrientes N, P e K no solo, na vizinhança da raiz quando o NO_3^- , o H_2PO_4^- e o K^+ são fornecidos sobretudo por difusão (Barber, 1984).

Vários perfis de depleção do K foram também determinados para o K por Farr *et al* (1969), Kuchenbuch e Jungk (1982) e Jungk *et al* (1982). O tamanho da zona de depleção varia, obviamente, com os solos. Jungk *et al* (1982), por exemplo, observou que a distância radial da zona de depleção variou entre 2 e 6 mm a partir do eixo da raiz, respectivamente num solo argiloso e arenoso.

Paralelamente à evidência acumulada nos trabalhos referidos, vários modelos matemáticos foram desenvolvidos no sentido de descrever o mecanismo de difusão no solo (Bouldin, 1961; Olsen *et al*, 1962; Passioura, 1963). A difusão dos iões no solo é um processo relativamente complexo e, como em qualquer modelo, é necessário considerar alguns pressupostos simplificadores com vista à sua descrição. Não é nosso objectivo desenvolver aqui o tratamento matemático do mecanismo de difusão, nem tão pouco discutir os seus pressupostos, os quais estão desenvolvidos em Passioura (1963) e Olsen e Kemper (1968). Tentaremos, sim, embora de forma simplificada, adoptar o desenvolvimento seguido por Barber (1974b, 1984) até à obtenção da equação final utilizada no seu modelo matemático.

Quando a taxa a que os nutrientes atingem a superfície da raiz for inferior à taxa a que o nutriente é absorvido, a concentração do ião reduz-se à sua superfície, originando-se um gradiente de concentração perpendicular àquela, e, porque existe um gradiente de concentração, o ião difunde em direcção à raiz. Assim a taxa de absorção do

ção é regulada pela taxa de difusão do ião. Esta última pode ser descrita pela lei de difusão de Fick (equação E.II.2), que relaciona a quantidade difundida J (mol s^{-1}) em função do coeficiente de difusão D ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) e do gradiente de concentração dC/dx na direcção x ($\text{mol cm}^{-3} \text{cm}^{-1}$), sendo A a área de difusão (cm^2)

$$J = -DA \frac{dC}{dx} \quad (\text{E.II.2})$$

Esta equação aplica-se à difusão no estado estacionário e tem sido utilizada na medição experimental dos coeficientes de difusão do solo (Nye, 1966; Vaidyanathan e Nye, 1966; Rowell *et al*, 1967).

Uma vez que o solo interfere química e fisicamente com muitos nutrientes que difundem para a raiz, o percurso da difusão torna-se tortuoso. Deste modo, o valor do coeficiente de difusão terá de reflectir a redução da taxa de difusão devido às reacções químicas que ocorrem no solo e o aumento da tortuosidade devido a factores físicos. Este parâmetro é designado por D_e - coeficiente de difusão efectiva.

Por outro lado, na aplicação da lei de Fick ao sistema solo-planta considera-se que os nutrientes difundem radialmente em direcção a um sumidouro cilíndrico correspondente à zona de depleção. Aplicando então à lei de Fick coordenadas cilíndricas obtém-se a equação E.II.3, na qual se considerou ainda um segundo termo que entra em linha de conta com a quantidade de nutrientes que é transportada por fluxo de massa. Assim, a equação que descreve o fluxo de nutrientes para a raiz toma a forma

$$J_r = -D_e \left(\frac{dC_s}{dr} \right) + v_o C_l \quad (\text{E.II.3})$$

C_s - concentração total do ião difusível em $\mu\text{mmol cm}^{-3}$ de solo (= concentração do ião na fase sólida que se equilibra com C_l)

C_l - concentração da solução do solo em $\mu\text{mmol cm}^{-3}$ de solução

r - distância radial ao eixo da raiz em cm

v_o - fluxo convectivo da água para a raiz em cm s^{-1}

D_e - coeficiente de difusão efectiva em $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$

J_r - fluxo radial do ião difusível em $\mu\text{mmol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$

O primeiro termo do segundo membro da equação E.II.3 diz respeito à quantidade do nutriente transportado por difusão e o segundo termo à que é transportada por fluxo de massa.

A equação que descreve a segunda lei de Fick é mais aplicável ao sistema

solo-planta e descreve a difusão no estado transitório (equação E.II.4)

$$\frac{dC}{dt} = D \frac{d^2C}{dx^2} \quad (\text{E.II.4})$$

em que dC/dt é a taxa de variação da concentração a uma determinada distância. É possível, assim, para um dado momento, determinar o gradiente de concentração. Aplicando a esta equação coordenadas cilíndricas obtêm-se a equação E.II.5

$$\frac{dC}{dt} = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(rD \frac{dC}{dr} \right) \quad (\text{E.II.5})$$

Com base nesta equação Nye e Marriot (1969) deduziram uma outra, a qual descreve a variação da concentração do ião à superfície da raiz com o tempo, tendo considerado não só o transporte por difusão mas também o transporte por fluxo de massa. Aquela equação toma então uma nova forma (equação E.II.6)

$$\frac{dCl}{dt} = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r De \frac{dCl}{dr} + \frac{v_o r_o Cl}{b} \right) \quad (\text{E.II.6})$$

dCl/dt = variação da concentração do ião à superfície da raiz

r_o - raio da raiz em cm

b - poder tampão do solo para o K (= dCs/dCl), grandeza adimensional

t - tempo de absorção em s

Esta equação de continuidade após a aplicação das condições iniciais e condições fronteira apropriadas foi utilizada por Barber e Cushman (1981) para calcular o gradiente de concentração radial a partir da raiz em função do tempo. As condições fronteira para a resolução desta equação, bem como os pressupostos com vista à sua utilização, serão referidos mais adiante, quando da apresentação do referido modelo. Aqui, faremos tão somente referência ao cálculo do coeficiente de difusão efectiva do K e ainda aos factores do solo que afectam a taxa de difusão.

Como se pode inferir das equações E.II.2 e E.II.3, a taxa de difusão do ião está directamente relacionada com a área através do qual se difunde, do gradiente de concentração que se gera entre a rizosfera e o solo não perturbado, e do coeficiente de difusão. Por conseguinte, ela depende por um lado, de factores ligados à morfologia da raiz e ao metabolismo da planta e, por outro, de factores do solo. Os factores da planta que poderão afectar a taxa de difusão são, portanto, os que dizem respeito à superfície radicular e balanço que se estabelece entre o fornecimento do nutriente pelo solo e as

necessidades da planta. Este último, por exemplo, foi avaliado através do chamado "poder de absorção da raiz" (Nye, 1968), cujo valor afecta o sumidouro que se origina na rizosfera. Os factores que estão relacionados com a planta e que interferem na taxa de difusão do K serão analisados na secção 2. Os factores do solo relacionados com o fluxo difusivo do K são o gradiente de concentração e o coeficiente de difusão do K, os quais abordaremos seguidamente.

1.3.1.1 - Coeficiente de difusão

Como afirmámos anteriormente, o ião K não difunde livremente no solo como numa solução aquosa, pois fica sujeito às acções físico-químicas exercidas quer pela fase sólida do solo quer pela interferência exercida pelos outros iões. Sendo assim, o coeficiente de difusão do K em água ($D=1,89 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) é substancialmente reduzido no solo. Designa-se por isso coeficiente de difusão efectiva, D_e , quando o meio em que o ião difunde é o solo.

Têm sido utilizados vários métodos na determinação do valor de D_e nos solos. Este valor pode ser medido directamente no solo, como o fizeram Vaidyanathan e Nye (1966) e Barraclough e Tinker (1981), utilizando papel impregnado duma resina aniónica que funciona como sumidouro colocado à superfície do solo; ou, com base na quantidade de K difundido através de dois blocos de solo, um deles tratado com o ião K de acordo com o método adoptado por Rowell *et al* (1967) e Dunham e Nye (1976) e sugerido por Barber (1984). No Quadro II.4 indicam-se valores do coeficiente de difusão do K em água e a sua amplitude de variação em solos e numa ilite.

Quadro II.4- Coeficientes de difusão do K em água, solos e numa ilite

Meio	D ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$)	Referência
Água (25°C)	$1,98 \times 10^{-5}$	Parsons (1959) cit. Barber (1984)
Solos	10^{-8} - 10^{-6}	Nye (1972)
Solos	$0,24 \times 10^{-7}$ - $7,8 \times 10^{-7}$	Claassen e Barber (1976)
Solos	$0,14 \times 10^{-7}$ - 11×10^{-7}	Baligar (1985)
Ilite	10^{-23}	Haan <i>et al</i> (1965) cit. Nye e Tinker (1977)

O valor de D_e também pode ser calculado através duma equação matemática proposta por Nye e Tinker (1977). Admitindo que os iões difundem, sobretudo, através da solução do solo, Nye e Tinker propuseram a equação E.II.7 para calcular o coeficiente de difusão efectiva de um ião no solo:

$$De = D \theta f \frac{dCl}{dCs} \quad (E.II.7)$$

D - coeficiente de difusão do K em água

θ - teor de água do solo

f - factor de turtuosidade

dCl/dCs - é o inverso do poder tampão do solo ($=1/b$)

Uma vez que a água constitui apenas uma fracção do volume do solo, o valor de D é reduzido de acordo com a proporção do volume de água do solo (designado na equação por θ). Por outro lado, e porque o percurso do filme de água é turtuoso, o valor D é mutiplicado por um factor inferior à unidade, designado por f, factor de turtuosidade ou de impedância, cuja determinação será referida na alínea seguinte. Acrescente-se, ainda, o facto do K ser um catião de troca, sendo por isso o seu percurso influenciado pelas superfícies do solo carregadas negativamente e que sobre ele exercem atracção (este efeito é atribuído ao poder tampão do solo para o K, ou $1/b$). Compare-se, pois, o coeficiente de difusão do K em água, em solos ou numa ilite (Quadro II.4). Os dados de Nye (1972) referem-se a situações extremas de solos com elevado teor de água e baixo poder tampão e solos com baixo teor de água e poder tampão elevado.

Diversos investigadores (Schenk e Barber, 1980; Silberbush e Barber, 1983a; Itoh e Barber, 1983; Claassen *et al*, 1986) têm feito uso da equação de Nye e Tinker no cálculo de De. Neste trabalho utilizaremos este último procedimento no cálculo de coeficiente de difusão efectiva dos solos.

1.3.1.2 - Factores do solo que influenciam a difusão

O fluxo difusivo do K depende, como já se referiu, de diversos factores do solo, como o gradiente de concentração e o coeficiente de difusão efectiva do K. Este último depende, por sua vez, da impedância, do poder tampão do solo para o K, do teor de água e da densidade aparente. Nesta secção discutiremos a relação de cada um destes parâmetros com a taxa de difusão, o que, como veremos, é fundamentado por resultados experimentais.

A concentração do K em solução pode ser substancialmente elevada através da adubação potássica. Este aumento é muitas vezes acompanhado por uma diminuição de b, que, como se observa na equação E.II.7, está inversamente relacionado com De. O efeito da adubação potássica no aumento de De é patente nos trabalhos de Baligar e Barber (1978) para o Rb, e nos de Claassen e Barber (1976), Baligar (1985) e Kuchenbuch (1985) para o K. Por outro lado, o gradiente de concentração do K também aumenta

porque a sua concentração no solo não perturbado passa a ser mais elevada, aumentando assim a quantidade que difunde em direcção à zona de deplecção. O trabalho de Jungk *et al* (1982) evidencia este aspecto.

O poder tampão do solo para o K varia inversamente com o valor de D_e . Assim, quanto menor for o poder tampão, menores serão as forças de atracção para o K das superfícies do solo carregadas negativamente, e portanto, o K difunde mais livremente. Este aspecto é evidenciado no trabalho de Baligar (1985) através da determinação dos coeficientes de Gapon. Fez-se já referência aos vários factores que determinam o valor de b nos solos (cfr. secção 1.2.2), mas podemos tomar como norma que solos com capacidade de troca reduzida, pH baixo e teores muito elevados de matéria orgânica possuem em geral valores baixos de b e, portanto, a taxa de difusão do K tem tendência a ser mais elevada.

O aumento do teor de água do solo reduz a turtuosidade do filme de água e aumenta a secção transversal do fluxo difusivo. Como se observa na equação E.II.7 o teor de água está directamente relacionado com D_e . Assim sendo, e desde que não afecte os restantes parâmetros, o valor de D_e deverá aumentar quando o θ aumenta. Dados apresentados por Dunham e Nye (1976), Barber e Mackay (1985), Mackay e Barber (1985) e Kuchenbuch *et al* (1986a,b) confirmaram tal efeito.

O factor de impedância ou de turtuosidade entra em linha de conta com o percurso turtuoso seguido pelo ião através dos poros do solo. A turtuosidade aumenta não só o comprimento do caminho a percorrer pelo ião como também reduz o gradiente de concentração devido ao percurso ser mais longo.

Rowell *et al* (1967) apresentam uma curva que estabelece a relação entre o valor de θ e o valor de f . Esta relação tem sido utilizada por diversos investigadores para calcular o valor de f . Assim, Barraclough e Tinker (1981) propuseram para a determinação do valor de f em solos de texturas média e fina a equação E.II.8

$$f = 1,58 \theta - 0,17 \quad (\text{E.II.8})$$

De acordo com a curva apresentada por Rowell *et al* (1967) é possível observar que a relação entre f e θ é rectilínea para aquelas texturas.

Quando a textura é mais grosseira (mais concretamente para teores de areia > 75%) a equação utilizada é a E.II.9

$$f = 0,25 \theta \quad (\text{E.II.9})$$

A equação desta recta também pode ser extraída a partir da curva apresentada

por Rowell *et al* (1967). A determinação de f através destas equações foi sugerida por Barraclough e Tinker (1981), Barber (1984) e Kovar (1985). Também será este o procedimento que utilizaremos na determinação do factor de impedância.

O arranjo das partículas e dos poros do solo cria um percurso mais ou menos tortuoso, que influencia a taxa de difusão do K. Este arranjo dos poros pode ser avaliado através da **densidade aparente do solo**. A variação da densidade aparente do solo afecta não só a tortuosidade do percurso do ião difusível como também o poder tampão do solo para o K, o teor de água do solo e ainda a morfologia da raiz. Warnke e Barber (1972), por exemplo, observaram que, em cinco solos estudados, o valor de f aumentou até um valor médio de 1,3 da densidade aparente quando o teor de água era de 20% e 30%, tendo diminuído acima de 1,3. O trabalho realizado por Silberbush *et al* (1983) mostra que o aumento da densidade aparente de 1,20 para 1,45 provocou um decréscimo acentuado no valor de D_e e no comprimento do sistema radicular das plantas, enquanto que b aumentou em relação directa com a densidade aparente; todavia, o resultado final foi uma diminuição da quantidade total do K absorvido pelas plantas.

1.3.2 - Lixiviação do K

Como vem sendo referido, devido à sua interacção com a fase sólida do solo, o K não é dos nutrientes mais móveis no solo. Contudo, durante o Inverno e no início da Primavera o K pode ser deslocado juntamente com a água de drenagem para profundidades inacessíveis às raízes das plantas e, finalmente, desaparecer nas águas subterrâneas.

O K em solução está sujeito a diversas acções no solo, algumas delas já referidas, como sejam: forças devidas à adsorção, fixação ou libertação por parte da fase sólida do solo, fluxo de massa e fluxo difusivo em direcção às raízes das plantas e ainda ao transporte na vertical como resultado da drenagem da água gravitacional e da evapotranspiração. Este conjunto de acções está, mais uma vez, esquematizado na Fig. II.14, sendo a resultante destas forças, muitas vezes, a lixiviação do K.

A lixiviação do K é função da quantidade do ião existente em solução e da intensidade da sua ligação ao complexo de troca do solo, da quantidade e intensidade da precipitação e da sua distribuição ao longo do ano. Assim, a susceptibilidade dum solo à lixiviação depende não só do teor do K em solução mas também do seu poder tampão para o K (que é uma medida, como vimos anteriormente, da intensidade com que o K é retido pela fase sólida).

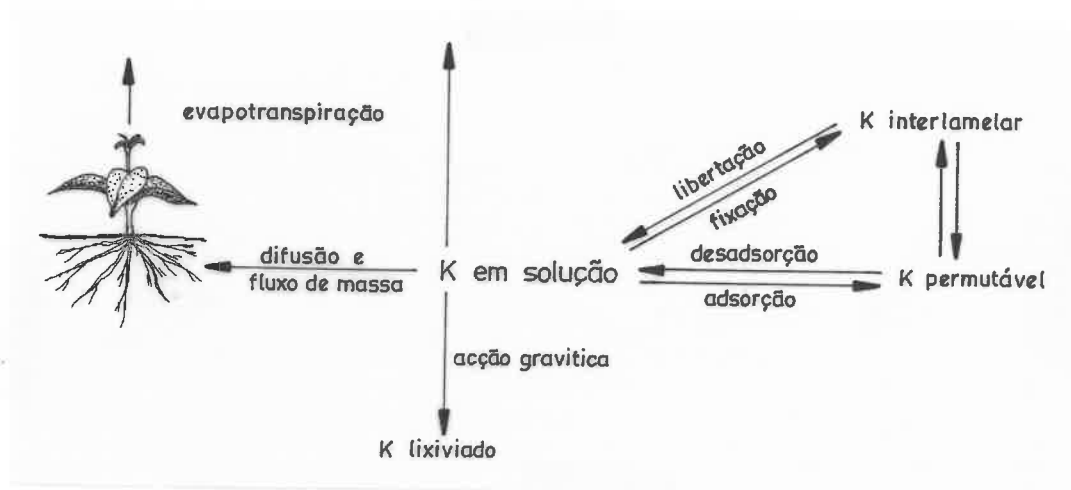


Fig. II.14 - Diferentes acções a que está sujeito o K em solução.

Várias revisões pormenorizadas acerca da lixiviação do K (Munson e Nelson, 1963; Malavolta, 1985; Sparks e Huang, 1985) revelam que existe uma enorme variação dos quantitativos de K perdidos por arrastamento. Os autores são unânimes em que essas perdas apenas têm significado quando se trata de solos de textura grosseira com baixos valores da CTC e apenas quando a intensidade pluviométrica é elevada. Os resultados de Malavolta (1985), que se referem a solos tropicais e subtropicais, indicam perdas elevadas de K de $57 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e $101 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ apenas quando a intensidade de precipitação foi superior a 2800 mm ano^{-1} , ou perdas de 50% do K aplicado quando a intensidade de precipitação era de $20 - 50 \text{ mm dia}^{-1}$ durante dois a três dias consecutivos. Nas zonas temperadas como a Alemanha (Jurgens-Oschwind e Jung, 1979) a quantidade de K lixiviado (média de 50 anos) variou de $18 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em solos francos a $47 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em solos arenosos. Nos solos arenosos a amplitude de variação foi de 18 a $57 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em anos mais secos e mais chuvosos respectivamente, enquanto que nos francos as perdas eram duas vezes superiores às dos anos secos.

Outros factores, como o coberto vegetal e o tipo de sal adicionado na forma de adubo, condicionam por outro lado esses quantitativos (Munson e Nelson, 1963; Coppenet, 1969; Neilsen e Stevenson, 1983; Mochoge e Beese, 1986). O estudo de Coppenet (1969) pode dar-nos uma indicação do efeito do coberto vegetal nas perdas de K por lixiviação. Assim, ao longo de doze anos de ensaios em França, numa região com clima oceânico (precipitação média anual de 1089 mm), num solo derivado de granitos, franco-arenoso-humífero e ácido ($\text{pH } 4,8$), as perdas médias de K_2O foram, em solo cultivado (na ausência de adubação) de $23 \text{ kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, enquanto que em solo nú foram de

55 kg ha⁻¹ ano⁻¹. O teor de K₂O de troca foi reduzido de 200 mg kg⁻¹ no início do ensaio para respectivamente 109 e 120 mg kg⁻¹.

Como mencionámos anteriormente, a calagem de solos ácidos pode reduzir muito o teor de K da solução do solo, diminuindo assim as perdas por lixiviação. Este aspecto tem sido salientado por Reitmeier (1951), Shaw e Robinson (1960), Munson e Nelson (1963), Bertsch e Thomas (1985) e Darst e Wallingford (1985). Por exemplo, o estudo de Shaw e Robinson (1960) indica perdas de K de 55 kg ha⁻¹ ano⁻¹ ao fim do primeiro ano de ensaio, num solo com pH 4,5, mas após a aplicação dum calcário calcítico as perdas foram reduzidas a 20 kg ha⁻¹ nesse mesmo ano.

A avaliação da lixiviação do K nos solos baseia-se, em geral, em estudos realizados com lisímetros em laboratório (Sparks *et al.*, 1980c; Mochoge e Beese, 1986) em que se simulam em grau maior ou menor situações reais, ou com lisímetros em condições de campo (Coppenet, 1969; Low e Armitage, 1970; Neilsen e Stevenson, 1983) em solo não perturbado. Neste último caso a aproximação às condições reais é maior. Independentemente da legitimidade da extrapolação dos resultados para condições reais qualquer destes métodos não fornece elementos para a compreensão dos fenómenos que ocorrem ao longo do perfil. Um outro tipo de abordagem tem também sido utilizado, como seja o balanço do K (por exemplo, Goodman e Greenwood, 1976) em profundidades crescentes ao longo do perfil. Contudo, a ausência de informação sobre a composição da fase sólida e dos dados mineralógicos dos diferentes horizontes (o que se verifica na maioria dos estudos) impossibilita uma compreensão dos processos envolvidos.

Têm surgido, contudo, algumas tentativas para a descrição quer quantitativa das alterações que vão ocorrendo no perfil do solo quer da própria dinâmica do processo de transporte, como as de Frissel (1972), Selim (1978) e Richter (1987). A descrição do transporte vertical do K ao longo do perfil é, em geral, formulada pela lei da conservação da massa

$$\frac{\partial Q_K}{\partial t} = - \text{div } J_K + \text{Prod}_K \quad (\text{E.II.10})$$

$\partial Q_K / \partial t$ - variação da quantidade de K no ponto P no tempo t

$\text{div } J_K$ - taxa de transporte do K em direcção ao ponto P menos a taxa de transporte do K do ponto P

Prod_K - termo de produção que considera a libertação ou fixação do K

Frissel (1972) propõe com base nesta equação um modelo matemático para o

estudo do transporte vertical do K. Neste trabalho o autor apresenta uma formulação do modelo e dos seus pressupostos. Embora não sejam fornecidos dados experimentais o autor apresenta dois exemplos de simulação. Os parâmetros considerados no modelo são: a composição do complexo de troca e da solução do solo, constante de Gapon, taxa de fixação ou libertação do K, teor de água do solo, quantidade e intensidade de precipitação. Richter (1987) vai mais longe na descrição do modelo e apresenta a equação do transporte com base na equação da conservação da massa.

$$\frac{d(\theta C + \rho_s s)}{dt} = \frac{d}{dz} \left(D_B \frac{d\theta C}{dz} \right) - \frac{dq_w C}{dz} + P(z,t) \quad (\text{E.II.11})$$

θ - teor de água do solo (em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)

C - concentração do K em solução (g cm^{-3})

ρ_s - densidade aparente (g cm^{-3})

s - concentração do K na fase sólida (g g^{-1})

D_B - coeficiente de difusão ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)

z - profundidade (cm)

q_w - fluxo volumétrico (cm s^{-1})

$P(z,t)$ - termo de produção que depende da fixação ou libertação do K

Os resultados apresentados por Richter (1987) baseiam-se num trabalho anterior de Utermann e Richter (1985) em que os autores consideram que o K atravessa um perfil com dois horizontes. Neste trabalho, além das reacções de equilíbrio entre o K e o Ca+Mg os autores consideram o balanço local e temporal das cargas. Este modelo descreve o movimento do K, Ca e Mg e dos respectivos aniões após a aplicação de KCl. As reacções de troca foram descritas através da equação de Gapon (já apresentada na secção 1.2.2) para cada horizonte e o termo de produção P foi formulado como se segue

$$P(z,t) = -K_{\text{fix}}(a - a_{\text{fix}}) \quad (\text{E.II.13})$$

em que K_{fix} é a taxa de fixação, a , actividade do K em solução e a_{fix} , actividade do K em equilíbrio quando já não ocorre fixação.

No presente trabalho foi encontrada uma elevada concordância entre os valores da distribuição do K ao longo do perfil e os valores calculados através da simulação deste modelo.

Este tipo de abordagem permite não só obter uma previsão "daquilo que acontece" ao K adicionado na forma de adubo, como a compreensão dos próprios processos.

2- ABSORÇÃO DO POTÁSSIO: O FACTOR PLANTA

As raízes das plantas desempenham três funções principais: a) fixação da planta ao solo; b) absorção e translocação de água e nutrientes e c) síntese de fitohormonas e compostos orgânicos. A capacidade das plantas para explorarem o solo relativamente à água e nutrientes está relacionada com as características de absorção do seu sistema radicular e com a extensão e morfologia da raiz. A extensão e distribuição da raiz no solo é não só controlada por factores genéticos, mas também e sobretudo por factores ambientais. Dar-se-á destaque seguidamente aos factores intrínsecos da planta relacionados com a absorção dos nutrientes e às características morfológicas mais relevantes do sistema radicular que afectam a absorção de nutrientes, especialmente do K. Uma vez que os factores ambientais, como a temperatura, humidade do solo, arejamento, impedância mecânica, fornecimento de nutrientes e toxicidade do alumínio, são determinantes para o desenvolvimento radicular far-se-á referência ao modo como estes factores condicionam o sistema radicular das plantas.

2.1- CARACTERISTICAS CINÉTICAS DA ABSORÇÃO DO K

A absorção do K pelas raízes das plantas tem sido descrita como um processo de absorção activa, isto é, processando-se em sentido oposto ao do gradiente electroquímico e requerendo o consumo de energia resultante da actividade respiratória (Epstein, 1972; Higinbotham, 1973; Hodges, 1973). A evidência do transporte activo conduziu ao desenvolvimento de teorias da absorção por acção de transportadores, segundo as quais moléculas orgânicas, energeticamente activas, localizadas na membrana plasmática se combinariam-se com o ião K^+ no exterior da membrana plasmática e o libertariam no interior do citoplasma.

Epstein e Hagen (1952), citados por Epstein (1972), foram os primeiros a sugerir que o processo de absorção activa do K por meio de transportadores era análogo ao processo de catálise enzimática dum substrato. Os transportadores, em vez de transformarem um substrato num produto, transferem um ião dum lado da membrana plasmática para outro. Aqueles autores concluíram, assim, que os dois processos seriam semelhantes, sendo a base para esta semelhança a ocupação transitória dum número finito de agentes activos (transportadores ou enzimas) pelos seus substratos (iões ou substratos respectivamente). Assim sendo, o transporte activo de iões, tal como a catálise enzimática, poderia ser quantificado de acordo com uma equação cinética análoga

à de Michaelis-Menten, em que a taxa inicial de absorção dum ião decorreria de acordo com a equação E.II.14.

$$v = \frac{V_{\max} C_s}{K_m + C_s} \quad (\text{E.II.14})$$

sendo $V_{\max}$ a taxa máxima de absorção, C_s a concentração do ião e K_m uma constante correspondente à constante de Michaelis-Menten.

Epstein e Hagen (1952), citados por Epstein (1972), mostraram que a cinética descrita pela equação E.II.14 descreve de uma forma adequada a absorção do K para concentrações de 0 a 1 mmol l⁻¹. Dado que, em geral, a concentração do K na solução do solo se encontra dentro daqueles limites (Barber *et al*, 1963; Lauchi e Pfluger, 1978; Barber, 1984), a equação análoga à de Michaelis-Menten tem sido aceite para descrever a absorção do K do solo. Acima de 1 mmol l⁻¹ a cinética de absorção decorre ainda de acordo com a mesma expressão quantitativa, mas obtêm-se novos valores de K_m e $V_{\max}$, o que, segundo Epstein *et al* (1963) e Epstein (1966), é devido a um segundo mecanismo de absorção, em que o transportador teria uma menor afinidade para o K. Surgiram mesmo teorias para explicar o diferente padrão de absorção do K quando a concentração da solução externa é elevada, entre elas o mecanismo dual (Epstein *et al*, 1973) e o mecanismo multifásico (Hodges, 1973).

Barber (1979) utilizou uma forma modificada da equação E.II.14 para descrever a absorção de iões por raízes intactas de milho. Nesta equação considerou-se o facto da absorção efectiva duma espécie iónica resultar do balanço entre o influxo e o efluxo. Quando as plantas absorvem nutrientes duma solução o influxo I_n é superior ao efluxo até que existe uma concentração mínima desse ião em solução $C_{\min}$. A esta concentração o influxo é igual ao efluxo. Como $C_{\min}$ é superior a zero quando $I_n = 0$ então a equação de Michaelis-Menten toma a forma da equação E.II.15.

$$I_n = \frac{I_{\max} (C - C_{\min})}{K_m + (C - C_{\min})} \quad (\text{E.II.15})$$

I_n = influxo (taxa de absorção)

$I_{\max}$ = influxo máximo (taxa máxima de absorção)

K_m = constante de absorção de Michaelis-Menten (concentração do ião quando o influxo é igual a 1/2 $I_{\max}$)

C = concentração do ião à superfície da raiz

$C_{\min}$ = concentração do ião quando $I_n = 0$

A equação (E.II.15) encontra-se representada graficamente na Fig. II.15. Nesta equação o influxo aumenta com o aumento da concentração do ião, depois a taxa vai diminuindo gradualmente até atingir um valor máximo $I_{\max}$. Como se pode observar na Fig. II.15, o valor do influxo é nulo para um valor de concentração do K superior a zero. Este valor é designado por $C_{\min}$ e dá indicação da concentração mínima abaixo da qual as raízes já não podem extrair o K. O valor de $C_{\min}$ para o K é em geral inferior a $5 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Barber, 1984; Mengel e Kirkby, 1987). É este valor que em muitos casos determina o gradiente de difusão do K para a raiz.

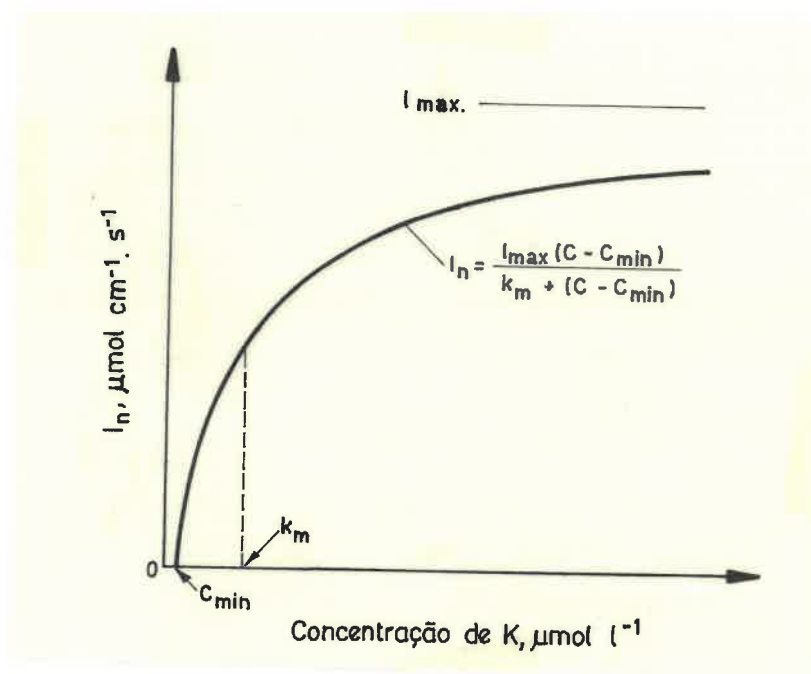


Fig. II. 15 - Relação entre o influxo do K e a concentração do K em solução.

O K_m reflecte a afinidade dos transportadores para os iões do mesmo modo que nas reacções enzimáticas avalia a afinidade do enzima para o substrato. O valor do K_m dá uma indicação da eficiência com que uma planta absorve o ião. Quanto menor for o K_m , tanto maior a eficiência da planta para absorver o ião, sobretudo, quando a concentração do ião é reduzida.

O valor de $I_{\max}$ tem tanto maior importância na absorção do ião quanto maior for a concentração do ião no solo. Quando a concentração do ião no solo é baixa o valor de $I_{\max}$ não limita a absorção do ião porque neste caso a taxa de difusão é que determina a sua absorção.

2.1.1 - Metodologia utilizada na caracterização do fluxo de nutrientes para a raiz

Para caracterizar o fluxo de nutrientes para a raiz das plantas, Claassen e Barber (1974) desenvolveram um método baseado na taxa de esgotamento dum nutriente em solução pelas raízes de uma planta intacta. Esta metodologia requer a determinação da concentração dum nutriente em solução numa série de intervalos de tempo.

A curva de esgotamento é então avaliada matematicamente usando a equação análoga à de Michaelis-Menten, por integração da expressão que descreve a taxa de esgotamento (equação E.II.16):

$$\frac{dC}{dt} = - \frac{L}{V} \frac{V_{\max} C}{K_m + C} - E \quad (\text{E.II.16})$$

em que C é a concentração da solução no volume V , t o tempo, L o comprimento da raiz, $V_{\max}$ taxa máxima de absorção, K_m a constante de absorção de Michaelis-Menten e E o efluxo. Este termo foi introduzido por Claassen e Barber (1974) porque a concentração não é reduzida a zero mesmo após períodos prolongados de absorção. A forma integrada desta equação é uma função que descreve a curva de esgotamento.

Baseado no método de Claassen e Barber (1974), Nielson e Barber (1978), usando os mesmos dados da curva de esgotamento, desenvolveram uma metodologia com uma abordagem matemática diferente. O procedimento foi modificado para se utilizar $C_{\min}$ em vez de E na descrição da isotérmica de saturação.

$$t = a - \frac{V}{L I_{\max}} (C - C_{\min}) - \frac{V K_m}{L I_{\max}} \ln (C - C_{\min}) \quad (\text{E.II.17})$$

sendo a uma constante de integração e V o volume da solução no vaso e L o comprimento radicular. Esta relação matemática, explícita em função do tempo, foi obtida por integração analítica. A equação E.II.17 pode ser ajustada aos dados experimentais pelo método dos quadrados mínimos, obtendo-se os valores dos parâmetros $I_{\max}$ e K_m , utilizando-os depois na equação E.II.15.

Esta forma de calcular os parâmetros cinéticos da curva de absorção a partir da curva de esgotamento fornece valores semelhantes aos de Claassen e Barber (1974). Os parâmetros são : a taxa máxima de influxo por unidade de comprimento do sistema radicular : $I_{\max}$ ($I_{\max} = V_{\max} - E$); a constante de absorção de Michaelis-Menten K_m

($K_m = C - C_{min}$, quando $I_n = 1/2 I_{max}$) e C_{min} a concentração do ião em solução quando $I_n = 0$.

Neste trabalho utilizámos uma forma linear da equação E.II.17 (Roberts, 1977; Orsi e Tipton, 1979) tal como foi sugerido por Epstein (1972) nos estudos de cinética de absorção de iões.

2.1.2 - Factores que afectam o influxo do K

A absorção do K pelas raízes é regulada por factores intrínsecos à própria planta, mas é também condicionada por diversos factores externos. Marschner (1986) faz uma revisão quer dos factores internos quer dos factores externos que determinam a absorção de iões (nomeadamente o K). Entre os factores externos faz referência à luz, temperatura, oxigénio, interacção de iões na solução externa, pH e outros. Relativamente aos factores internos revê os mecanismos reguladores da absorção de iões e discute-os. Segundo Marschner, a existência de mecanismos reguladores demonstra que a planta reage através de um controlo por "feed-back" de modo a manter a concentração interna de nutrientes razoavelmente constante numa grande amplitude da concentração externa.

Deste modo a relação entre a solução externa do K e a sua absorção, caracterizada pelos parâmetros I_{max} , K_m e C_{min} , depende de factores internos e externos à própria planta. Seguidamente faremos referência aos factores internos que têm merecido atenção particular dos investigadores.

2.1.2.1 - Estado nutritivo da planta

A relação entre a concentração do K na solução externa e a absorção do ião pode variar em função da concentração interna do K, isto é, depende do estado nutritivo da planta.

A relação entre o influxo e a concentração do K na planta não pode ser explicada satisfatoriamente considerando apenas a raiz. A parte aérea da planta exerce um controlo através de um mecanismo de "feed-back" sobre a taxa de absorção do K pela raiz (Nye e Tinker, 1977; Wild *et al*, 1979; Barber, 1979; Marschner, 1986). Por exemplo, Claassen e Barber (1977) verificaram que a concentração do K na parte aérea era mais determinante no influxo do K do que a concentração deste ião na raiz.

Claassen e Barber (1977) estudaram o efeito da redução da concentração do K em plantas de milho sobre a taxa máxima de absorção. Assim, observaram que havia uma correlação negativa entre o I_{max} e a concentração do K na parte aérea das plantas.

Quando esta concentração diminui de 9,7% para 2,2% o valor do $I_{\max}$ aumentou 5 vezes. Os mesmos autores observaram ainda que as variações do K_m e do $C_{\min}$ não estavam significativamente correlacionadas com o estado nutritivo da planta. Drew *et al* (1984) após revisão da literatura sobre a variação dos parâmetros cinéticos do K em função do estado nutritivo da planta referem que há uma tendência para o aumento dos valores de $I_{\max}$ quando a planta se encontra em "stress" nutritivo, enquanto que é difícil generalizar relativamente à variação dos valores de K_m .

Wild *et al* (1979) fizeram estudos com *Lolium perene* e *Raphanus sativus* e Pettersson e Jensén (1983) com *Hordeum vulgare* tendo obtido resultados semelhantes aos referidos, isto é, o influxo do K era tanto maior quanto menor a concentração do K na planta. O primeiro autor observou ainda que os valores de K_m foram semelhantes para as duas plantas e variaram apenas entre 15 e 20 $\mu\text{mol l}^{-1}$.

2.1.2.2 - Proporção do sistema radicular provido com K

Gile e Carrero (1917) estudaram o efeito da aplicação do K apenas a uma parte do sistema radicular sobre a quantidade de K absorvido pela planta do arroz. Os autores observaram que quanto menor era a percentagem de raízes ministrada com K, maior era a quantidade absorvida por cada mg de raiz. No entanto, a quantidade total do K absorvido era sempre menor quando o K era aplicado apenas a uma parte da raiz. Mais recentemente, Claassen e Barber (1974) estudaram este mesmo efeito sobre os valores de $I_{\max}$ e K_m e observaram que havia uma correlação negativa entre o $I_{\max}$ e a proporção de raízes provida com K. O valor de K_m manteve-se aproximadamente constante excepto quando a proporção de raízes às quais se aplicou K era muito reduzida (2-15%). Neste caso o valor de K_m diminuiu 1,7 vezes. Os autores também observaram que a concentração de K nas plantas diminuía à medida que se reduzia a percentagem de raízes ministrada com K. No entanto a produção máxima de matéria seca foi atingida desde que o K fosse aplicado a pelo menos 50% das raízes.

2.1.2.3 - Diferenças entre genótipos

A nutrição mineral das plantas e a eficiência com que estas utilizam um nutriente está sob controlo genético. As características de absorção do K variam não só com as espécies mas também com as cultivares, como tem sido demonstrado por Jackman (1965), Baligar e Barber (1979), Pettersson e Jensén (1983) e Siddiqi *et al* (1987).

Admite-se, em geral, que a absorção de nutrientes através da raiz desempenha um papel primordial na eficiência de utilização dum nutriente, sobretudo se ele se encon-

tra no solo abaixo das condições óptimas. Assim, as características fisiológicas e morfológicas da raiz têm sido utilizadas na obtenção de genótipos com elevada eficiência na utilização de nutrientes.

Diferentes genótipos da mesma espécie podem variar muito, não só na afinidade do sistema de absorção (K_m), como no valor limite em que absorvem o K (C_{min}), como foi demonstrado por Baligar e Barber (1979) para o milho. Estes autores compararam o influxo do K em 12 genótipos de milho da Flórida e Indiana (EUA) não tendo encontrado diferenças nos valores de I_{max} mas sim nos de K_m e C_{min} e ainda no tamanho do sistema radicular. Como conclusão sugerem que deverá ser possível desenvolver genótipos com características de influxo desejáveis. Isto é, valores elevados de I_{max} e valores baixos de K_m e C_{min} .

Pettersson e Jensén (1983) e Siddiqi *et al* (1987) seleccionaram genótipos de centeio e cevada com base nas diferenças de influxo do K. No entanto, reconhecem que a selecção de genótipos com elevada eficiência na utilização dum nutriente, cujo fornecimento ao solo é escasso, deve ser feita também com base nas características morfológicas da raiz e na sua taxa de crescimento.

Barber (1985) reconhece também que as maiores diferenças entre as espécies relativamente à absorção do K são devidas, sobretudo, ao tamanho e morfologia radiculares. Os aspectos relacionados com a morfologia radicular e que estão directamente envolvidos na absorção do K serão focados na secção 2.2.1.

2.1.2.4 - Temperatura

A temperatura pode afectar a absorção do K, quer alterando o influxo do K, quer devido às alterações que ocorrem no sistema radicular das plantas e na relação parte aérea/raiz. Assim, Marschner (1986) sugere que os estudos sobre o influxo do K devem ser realizados em ensaios de curta duração porque de outro modo as alterações do tamanho e morfologia da raiz e da relação da parte aérea/raiz passam a ser os factores predominantes na regulação da absorção dos iões.

A influência mais marcante das baixas temperaturas na absorção dos iões é a redução da actividade metabólica da planta (Nielson, 1974; Russell, 1977; Ching e Barber, 1979; Bravo e Uribe, 1981). Relativamente à absorção do K, Bravo e Uribe (1981) observaram que o valor de $Q_{10}^{(1)}$ era superior a 2, quando a temperatura variou na amplitude térmica de 2 - 42°C.

(1) Alteração da taxa de uma reacção ou processo provocada pela variação da temperatura em 10°C.

Segundo Barber (1985) existe uma temperatura média para cada espécie em que $I_{\max}$ atinge um valor máximo. Acima ou abaixo dessa temperatura o $I_{\max}$ diminui. Para o milho essa temperatura situa-se entre 25°C e 30°C. Ching e Barber (1979) estudaram, através de ensaios de curta duração, o efeito da temperatura nas características cinéticas de absorção do K em plantas de milho, tendo verificado que quando a temperatura aumentava de 15°C para 29°C os valores de K_m e $I_{\max}$ aumentavam cerca de 50%, enquanto que o $C_{\min}$ diminuía.

O efeito da temperatura na absorção do K poderá em parte ser atribuído às alterações fisiológicas que ocorrem na raiz. Marschner (1986) considera que a restrição da absorção de iões a baixas temperaturas é primeiramente o resultado da baixa fluidez das membranas da raiz e correspondentemente a uma maior "resistência da raiz". Segundo Zsoldos (1972), citado por Nye e Tinker (1977), as baixas temperaturas alteram a permeabilidade das membranas da raiz. Bravo e Uribe (1981) num ensaio realizado com plantas de milho observaram que a absorção do K foi mais sensível às baixas temperaturas (< 22 °C) do que a respiração. Os autores sugeriram que a absorção do K teria sido limitada por alterações físicas das membranas celulares, nomeadamente por perda de fluidez e de mobilidade dos fosfolípidos das membranas.

O tamanho e morfologia do sistema radicular são fortemente influenciados pela temperatura. Com efeito, as baixas temperaturas tendem a diminuir a taxa de crescimento da raiz enquanto que o seu raio aumenta (Nielson, 1974; Russell, 1977; Ching e Barber, 1979; Macduff *et al*, 1986). Este último autor observou ainda que a temperatura tinha efeito no comprimento dos pêlos radiculares da colza, tendo verificado que o seu comprimento era quatro vezes superior quando a temperatura a que as plantas se desenvolveram era de 7°C do que quando era de 17°C ou 25°C. Deste modo, a superfície radicular por unidade de comprimento de raiz (incluindo os pêlos radiculares) foi de 10,5 mm² cm⁻¹ à temperatura de 17°C e 22,8 mm² cm⁻¹ a 7°C. Os autores sugerem que os pêlos radiculares podem ser vistos como uma adaptação de modo a aumentar a superfície radicular por unidade de comprimento.

O efeito da temperatura no tamanho e morfologia radiculares serão tratados mais pormenorizadamente em 2.2.2.4.

2.1.2.5 - Idade da planta

A idade da planta pode afectar a sua exigência para um determinado ião e, portanto, a taxa de absorção desse ião pela raiz altera-se. A redução da taxa de absorção do K quando a idade aumenta foi referida por diversos autores para diversas espécies

(Mengel e Barber, 1974; Warncke e Barber, 1974; Fageria, 1976; Barber, 1978; Anghinoni *et al*, 1981).

Anghinoni *et al* (1981) estudaram o efeito da idade da planta do trigo nas características cinéticas de absorção do K: quando a idade da planta aumentou, o valor de $I_{\max}$ diminuía enquanto que o de K_m aumentava. Assim os valores do $I_{\max}$ foram de 2,93 $\mu\text{mol cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ e 0,61 $\mu\text{mol cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ quando a planta tinha respectivamente 20 e 100 dias, enquanto que os valores de K_m foram respectivamente de 2,28 $\mu\text{mol l}^{-1}$ e 10,63 $\mu\text{mol l}^{-1}$. Atendendo à relação entre o influxo e estes parâmetros (E.II.15) é evidente que o influxo tende a diminuir. Barber (1978) mediu a taxa de absorção do K da raiz de soja e verificou que ela diminuía com a idade de 10,2 $\mu\text{mol l}^{-1} \text{m}^{-1} \text{d}^{-1}$ (13 a 20 dias) para 0,65 $\mu\text{mol l}^{-1} \text{m}^{-1} \text{d}^{-1}$ (85 a 106 dias).

Mengel e Barber (1974) determinaram a taxa de absorção do K em plantas de milho em condições de campo ao longo do tempo. Os autores observaram que a taxa de absorção do K (e dos outros nutrientes) decrescia rapidamente com a idade da planta. No caso do K o influxo ($\mu\text{mol l}^{-1} \text{m}^{-1} \text{d}^{-1}$) diminuiu de 52,9 para 0,16 quando a idade da planta aumentou de 20 para 100 dias. Segundo Barber (1984) o decréscimo do influxo de iões não é apenas devido a uma diminuição da exigência da planta por unidade de raiz mas é também reflexo da redução da taxa de absorção das raízes. Esta conclusão foi retirada através de ensaios realizados por Jungk e Barber (1975) em que se utilizaram raízes destacadas de milho.

O efeito da idade da raiz no influxo do K também pode ser estudado determinando a taxa de absorção do K ao longo da raiz. Em geral há uma tendência para que a taxa de absorção por unidade de comprimento da raiz diminua à medida que aumenta a distância relativamente às zonas apicais da raiz. Russell (1977) e Marschner (1986) referem três factores que podem contribuir para este declínio: o aumento da suberização da endoderme, a formação dum câmbio secundário ou terciário na endoderme e a degenerescência parcial das células corticais com a formação de cavidades no cortex.

Barber (1984), num capítulo de revisão bibliográfica, concluiu que a taxa de absorção do K não variava ao longo da raiz, mas um estudo de Marschner e Richter, (1973) citado por Marschner (1986) refere que a taxa de absorção do K era mais elevada nas zonas apicais da raiz, salientando que a contribuição destas zonas para o transporte do K para a parte aérea era, no entanto, inferior à da região basal. As zonas apicais da raiz não só transportaram menos K para a parte aérea como competiram com a parte aérea para o K absorvido nas zonas basais da raiz.

2.2- SISTEMA RADICULAR

2.2.1 - Extensão e morfologia do sistema radicular

Do ponto de vista da absorção de nutrientes pela raiz, as variáveis geralmente necessárias para caracterizar o sistema radicular são o comprimento e o raio radiculares.

Grande número de autores considera a superfície radicular como o parâmetro mais adequado na avaliação da capacidade das raízes para absorver os nutrientes do solo (Barley, 1970; Evans, 1977; Russell, 1977; Nye e Tinker, 1977; Bohm, 1979; Hallmark e Barber, 1981; Barber e Silberbush, 1984; Mengel, 1985; Mengel e Steffens, 1985). Este parece ser um ponto de vista aceitável na medida em que a primeira barreira à absorção é a superfície externa da raiz, ou outra interfase cilíndrica.

Outros parâmetros têm sido igualmente utilizados na avaliação da capacidade da raiz para absorver nutrientes : o peso de raiz (Gile e Carrero, 1917; Graley, 1981; Mengel e Steffens, 1985); o comprimento (Barley, 1970; Schenk e Barber, 1980; Mengel e Steffens, 1985) ou o volume (Barley, 1970; Russell, 1977; Nye e Tinker, 1977).

Segundo Barley (1970), quando as raízes se desenvolvem no solo, sobretudo quando o teor de água é baixo, é mais provável que a absorção de nutrientes se faça através dos pêlos radiculares. Uma vez que os iões tendem a acumular-se nos pêlos radiculares a principal barreira à sua absorção reside na membrana plasmática situada na camada tangencial mais interior da epiderme e/ou na membrana plasmática da camada mais exterior do cortex. Assim a quantidade total de nutrientes absorvida está correlacionada com a superfície radicular. Mengel (1985) descreve a absorção total U_t dum nutriente através da equação E.II.18.

$$U_t = 2\pi r \alpha c t l \quad (\text{E.II.18})$$

em que r e l são respectivamente o raio e comprimento radiculares, α o poder de absorção da raiz, c a concentração média do nutriente à superfície da raiz e t o tempo.

Barber e seus colaboradores, ao desenvolverem o modelo matemático que prevê a absorção do K, consideraram também a superfície radicular, definida pelo raio e comprimento radiculares, como os parâmetros determinantes da absorção do K (Claassen e Barber, 1976; Silberbush e Barber, 1983b; Barber e Silberbush, 1984; Claassen *et al*, 1986).

O comprimento radicular pode expressar-se quer por unidade de superfície do solo L_A (m m^{-2}) ou por unidade de volume do solo L_v (m m^{-3}). Qualquer dos

parâmetros é conhecido por densidade do sistema radicular ou apenas por densidade radicular.

A absorção de nutrientes pela raiz depende, como já foi referido, da densidade radicular. É evidente que quanto maior for a densidade radicular maior será a área de contacto entre o solo e a raiz, aumentando assim a área de absorção de nutrientes e da água. A área de contacto entre a raiz e o solo é tanto mais importante na absorção de nutrientes quanto menor for a mobilidade dos nutrientes no solo (Barley, 1970; Newman e Andrews, 1973 ; Evans, 1977; Russell, 1977; Barber, 1984; Marschner, 1986). É este o caso dos nutrientes cujo transporte no solo se faz por difusão, como por exemplo, o fósforo e o potássio.

A densidade radicular varia muito de acordo com as espécies e com as condições ambientais. No Quadro II.5 apresentam-se valores do comprimento radicular por unidade de volume, L_v , de algumas espécies, referidos por vários autores.

O sistema radicular das dicotiledóneas difere muito na sua morfologia do das monocotiledóneas. As dicotiledóneas desenvolvem no estágio inicial uma raiz principal que tende a crescer muito em profundidade e só mais tarde é que as raízes laterais começam a desenvolver-se. Nalgumas dicotiledóneas a raiz principal desenvolve-se muito e pode representar mais de metade do peso da raiz, mas segundo Barber (1984), ela representa apenas uma pequena parte da superfície radicular. A profundidade de enraizamento das dicotiledóneas é frequentemente superior ao das monocotiledóneas. O caso da luzerna é paradigmático.

As monocotiledóneas possuem várias raízes seminais que emergem da semente durante o estágio inicial de desenvolvimento e, posteriormente, desenvolvem-se as raízes adventícias a partir do colmo. Assim as monocotiledóneas, em especial as gramíneas, tendem a desenvolver um sistema radicular mais denso e superficial que as dicotiledóneas. Como se observa no Quadro II.5, a soja, quando comparada com gramíneas anuais com a mesma idade, apresenta os valores mais baixos da densidade radicular na camada 0-15 cm. As gramíneas perenes apresentam os valores mais elevados ($28-100 \text{ cm}^3$) da densidade radicular nos 15 cm superficiais. Dados referidos por Mengel e Steffens (1985) para a mesma profundidade (0-100 cm) e a mesma idade (ver Quadro II.5) mostram que o azevém apresenta uma densidade radicular mais de quatro vezes superior à do trevo.

A competição entre gramíneas e leguminosas relativamente ao K foi referida por Blaser e Brady em 1950 e tem sido frequentemente salientada na literatura. Haynes (1980) sugere que a vantagem competitiva das gramíneas está relacionada com o seu maior desenvolvimento radicular e com a morfologia da raiz.

Quadro II.5 - Densidade radicular (Lv) de diversas espécies em condições de campo

Espécies	Idade dias	Prof. cm	Lv cm cm ⁻³	Fonte
Milho	-	0 - 60	0,8 - 3,4	Barber (1971)
<i>Zea mays</i>	68	0 - 15	3,5	Mengel e Barber (1974)
<i>Zea mays</i>	79	0 - 15	4,1	Schenk e Barber (1980)
Aveia, centeio e trigo	-	0 - 15	5 - 25	Dittmer (1938) (1)
	-	25 - 50	4	Dittmer (1938) (1)
	-	75 - 100	2	Dittmer (1938) (1)
Trigo	-	0 - 69	0,5	Pavlychenko e Harrington (1934) (2)
Trigo	-	0 - 15	3,1	Barber (1974a)
<i>Triticum aestivum</i>	94	0 - 15	3,3	Welbank <i>et al</i> (1974) (3)
<i>Avena sativa</i>	-	0 - 69	0,26	Pavlychenko e Harrington (1934) (2)
Aveia	-	0 - 15	6,7	Dittmer (1940) (2)
<i>Avena sativa</i>	94	0 - 15	3,4	Welbank <i>et al</i> (1974) (3)
<i>Hordeum vulgare</i>	-	0 - 69	0,95	Pavlychenko e Harrington (1934) (2)
<i>Hordeum vulgare</i>	94	0 - 15	4,2	Welbank <i>et al</i> (1974) (3)
Centeio	-	0 - 15	9,3	Dittmer (1940) (2)
<i>Poa pratensis</i>	-	0 - 15	28	Dittmer (1940) (2)
<i>Poa pratensis</i>	-	0 - 15	50	Dittmer (1938) (1)
<i>Festuca arundinacea</i>	400+	0 - 15	50	Johnson (1981) (3)
<i>Festuca arundinacea</i>	360+	0 - 12	3 - 12	Oliveira (1988)
<i>Phalaris arundinacea</i>	400+	0 - 15	100	Barber e Cushman (1981) (3)
<i>Lolium perenne</i>	118	0 - 100	5,7	Mengel e Stephens (1985)
<i>Lolium multiflorum</i>	360+	0 - 12	1,8 - 5,9	Oliveira (1988)
<i>Medicago sativa</i>	-	0 - 15	4,5	Barber (1974a)
<i>Medicago sativa</i>	360+	0 - 12	0,3 - 1,2	Oliveira (1988)
<i>Trifolium pratense</i>	118	0 - 100	1,3	Mengel e Stephens (1985)
<i>Trifolium repens</i>	360+	0 - 12	0,7 - 1,9	Oliveira (1988)
<i>Trifolium subterraneum</i>	360+	0 - 12	1,0 - 1,1	Oliveira (1988)
<i>Glicine max</i>	-	0 - 15	4,0	Dittmer (1940) (2)
<i>Glicine max</i>	85 - 92	0 - 15	2,0	Barber (1984)

(1) Barber (1970); (2) Barber (1974a); (3) Barber (1974b)

Evans (1977) estudou as características morfológicas de diversas espécies pratenses, cinco gramíneas e três trevos, e observou que as gramíneas possuíam maior comprimento radicular e menor raio, pêlos radiculares mais longos e abundantes e uma maior superfície radicular, o que dá uma maior vantagem competitiva às gramíneas, sobretudo para os nutrientes menos móveis. Mengel e Steffens (1985) estudaram vários parâmetros dos sistemas radiculares do *Trifolium pratense* e do *Lolium perenne* e relacionaram-nos com a taxa de absorção do K. Estes autores concluíram que o peso fresco de raiz e o comprimento radicular estavam mais altamente correlacionados com a taxa de absorção do K, e não encontraram qualquer correlação com a capacidade de troca catiónica da raiz. Estes autores observaram ainda que o azevém tinha um comprimento radicular quatro a seis vezes superior ao do trevo.

Embora em muitos casos as monocotiledóneas gramíneas tenham um comprimento radicular elevado, o seu raio é em geral menor que o das dicotiledóneas (Evans, 1977; Mengel e Steffens, 1985). Citando Barber e Silberbush (1984) "grasses with longer finer roots usually compete for K uptake more favorably than thicker, shorter rooted legumes".

Como já foi referido, uma maior densidade radicular permite à planta absorver os nutrientes menos móveis a uma taxa mais elevada. No entanto a relação entra a taxa de absorção do nutriente e a densidade radicular não é linear. Marschner (1986) representa, através da Fig. II.16, a relação entre a densidade radicular e a taxa de absorção de um nutriente cujo transporte no solo se faz por difusão.

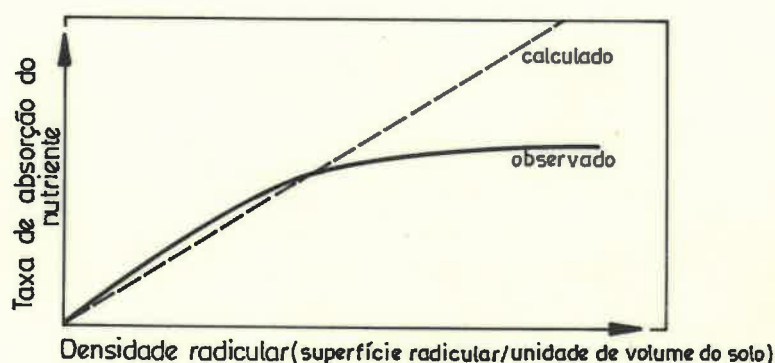


Fig. II. 16 - Relação entre a densidade radicular e taxa de absorção dos nutrientes transportados por difusão (Marschner, 1986).

Como se observa, para valores muito elevados da densidade radicular a taxa de absorção diminui. Isto acontece devido à sobreposição das zonas de depleção de raízes individuais e reflecte a competição entre raízes para o nutriente. O parâmetro que é referido na literatura e que considera o efeito da competição é designado por Barley (1970) por raio de influência b e é descrito pela equação E.II.19.

$$b = \frac{1}{(\pi L_v)^{1/2}} \quad (\text{E.II.19})$$

Barber e Cushman (1981) introduziram este parâmetro no modelo matemático que prevê a absorção do K pelas plantas. Estes autores designaram este parâmetro por r_1 - distância média entre o eixo das raízes, a qual mede a distância radial entre raízes adjacentes, desde o eixo da raiz até à zona onde a competição começa.

A maior capacidade das gramíneas para absorver o K é também devida, como já referimos, a uma elevada densidade dos pêlos radiculares e ao seu comprimento. Drew e Nye (1969, 1970), citados por Nye e Tinker (1977), atribuíram à presença dos pêlos radiculares o aumento de 77% da absorção do K pelas raízes do azevém. Segundo aqueles autores, a quantidade de K absorvida pelas raízes do azevém foi muito superior àquela que podia ter sido transportada no solo por difusão até ao eixo da raiz. Os pêlos radiculares têm, pois, uma importância particular na absorção do K do solo porque permitem um contacto mais estreito entre o solo e a raiz. Barley (1970) e Barber (1984) referem que o desenvolvimento dos pêlos radiculares aumenta a área da parte exterior da epiderme de 2 a 10 vezes, podendo deste modo aumentar muito a superfície de absorção da raiz. A presença dos pêlos radiculares torna-se mais relevante na absorção de nutrientes cujo coeficiente de difusão no solo é baixo, como é o caso do P, enquanto que a absorção dos nitratos é pouco afectada (Conforth, 1968; Kramer, 1969; Drew e Nye, 1969; Barley, 1970; Newman e Andrews, 1973; Nye e Tinker, 1977; Jungk *et al*, 1982; Itoh e Barber, 1983a, 1983b; Barber e Silberbush, 1984). Uma vez que a concentração do P e K em solução é em geral baixa o transporte destes nutrientes faz-se sobretudo por difusão que depende, como acima se referiu, do gradiente de concentração entre a vizinhança da raiz e a solução do solo não perturbado. Assim a maior densidade e comprimento dos pêlos radiculares provocam um maior esgotamento do P e K na vizinhança da raiz, originando um maior gradiente de concentração.

O papel dos pêlos radiculares na absorção do K tem relativamente ao P e aos nitratos uma importância intermédia. Embora inicialmente os pêlos radiculares possam aumentar a taxa de absorção do K por unidade de comprimento da raiz ela vai diminuindo

com o tempo devido a um aumento da competição entre raízes vizinhas. Isto acontece quando as zonas de depleção de raízes individuais começam a sobrepor-se (Newman e Andrews, 1973). Segundo Nye e Tinker (1977), Barber e Silberbush (1984), pelo facto do coeficiente de difusão do K ser ainda relativamente elevado a competição entre as raízes passa a ser sobretudo controlada pela quantidade total de nutriente disponível. Com efeito, Barber e seus colaboradores não introduziram no seu modelo matemático, que prevê a absorção do K, nenhum parâmetro referente aos pêlos radiculares, mas introduziram o r_1 que considera, sim, a competição entre raízes.

A formação dos pêlos radiculares é afectada por factores ambientais, mas difere também muito entre as espécies. Segundo Barley (1970), os pêlos radiculares das gramíneas pratenses e cereais tendem a persistir por um período de tempo mais longo, enquanto as dicotiledóneas (incluindo as leguminosas pratenses) apresentam um espessamento secundário que provoca o desaparecimento dos pêlos radiculares juntamente com o resto da epiderme. Este desaparecimento vai-se dando à medida que o espessamento prossegue (Kramer, 1969 ; Barley, 1970). É em geral aceite que os pêlos radiculares mais longos das gramíneas são importantes na absorção e exploração do K quando comparados com os das leguminosas. Evans (1977) comparou a morfologia radicular de plantas pratenses, três trevos e cinco gramíneas: o comprimento médio dos pêlos radiculares foi respectivamente de 0,22 mm e 0,73 mm e a percentagem de raízes pubescentes foi de 61% nos trevos e 96% nas gramíneas, valores que conduziram a que a área do cilindro radicular por mg de raiz fosse, em média, de 430 mm² nos trevos e 1940 mm² nas gramíneas.

Steffans (1986) comparou a capacidade para absorver o K não permutável de duas espécies, o *Trifolium pratense* e o *Lolium perenne* e relacionou-a com vários parâmetros radiculares. Este autor observou que o comprimento dos pêlos radiculares do azevém era duas vezes superior ao do trevo, e portanto o volume de solo disponível para a exploração do K por unidade de comprimento de raiz era maior no azevém. Assim, a quantidade do K absorvido pelo azevém (nomeadamente do K não permutável, como foi mencionado em 1.2.3.1) foi superior à do trevo. Graley (1981) observou, num de dois solos estudados, que a quantidade do K não permutável cumulativamente absorvido (por vaso) pelo *Lolium perenne* foi cerca de duas vezes superior à extraída pelo *Trifolium subterraneum* ou pela *Brassica oleracea* após quatro ciclos culturais consecutivos no mesmo solo. Embora os autores não tenham feito observações do sistema radicular, sugerem que este comportamento diverso deverá ser atribuído à diferente morfologia radicular das espécies e à extensão com que exploram o solo.

Jungk *et al* (1982) encontraram uma correlação positiva entre a taxa de absorção do K de diversas plantas e o volume do cilindro radicular (incluindo os pêlos radiculares). Os resultados deste trabalho, apresentados na Fig. II.17, permitem concluir que à medida que aumenta o volume do cilindro que contém os pêlos radiculares maior é a taxa de absorção do K.

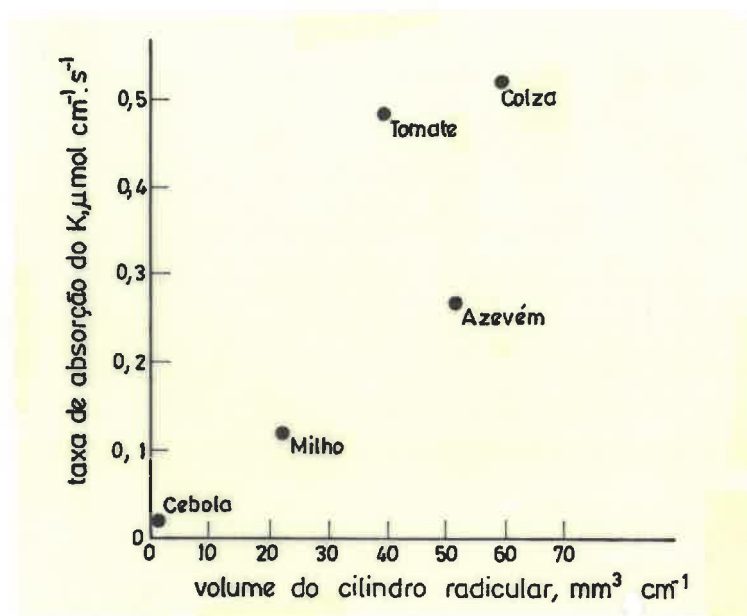


Fig. II. 17 - Taxa de absorção do K por unidade do comprimento radicular relativamente ao volume do cilindro radicular (Jungk *et al*, 1982).

Parece, pois, que a densidade e o comprimento dos pêlos radiculares aumentam o acesso espacial da raiz a um maior volume de solo e, portanto, elevam também a capacidade das plantas para explorar o K, mesmo a partir de formas menos acessíveis, como é o caso do K não permutável.

2.2.2 - Factores ambientais que afectam o sistema radicular e a absorção do K.

2.2.2.1 - Água do solo

Segundo Kramer (1969), a falta de água não só conduz à paragem do crescimento das raízes, como faz com que estas tendam a tornar-se suberizadas até à extremidade, reduzindo a sua capacidade de absorção. Este efeito vem muitas vezes acompanhado por uma redução da taxa de difusão do K. De facto, Kuchenbuch *et al* (1986a) mostraram que os teores reduzidos de água no solo diminuíram a taxa de

crescimento das raízes e a taxa de absorção do K por unidade de comprimento de raízes de cebola. Mas os dados apresentados por Makay e Barber (1985) e Barber e Makay (1985) indicam que o decréscimo da absorção do K por plantas de milho, para teores de humidade do solo reduzidos, ficou a dever-se sobretudo à diminuição do crescimento radicular.

Dum modo geral, o perfil hídrico do solo é um dos factores que mais influência tem no crescimento e distribuição das raízes. Taxas elevadas de crescimento verificam-se para teores altos de humidade do solo, desde que o arejamento seja adequado. Os dados apresentados por Makay e Barber (1985) mostram taxas de crescimento do milho reduzidas a metade, quando o potencial mátrico diminuiu de -33 kPa para -170 kPa, enquanto que os dados de Portas e Taylor (1976) indicam que apenas se observou um decréscimo progressivo do comprimento radicular do milho abaixo de -6 bar. Kuchenbuch *et al* (1986a,b) mostraram que o crescimento das raízes de cebola foi substancialmente reduzido para potenciais mátricos inferiores ao pF 3,7. Dados de Salim *et al* (1965) indicam que o comprimento radicular da cevada e aveia não foi diferente para tensões de humidade de -0,65 atm e -1atm, mas diminuíu consideravelmente a -6,5 atm.

2.2.2.2 - Impedância mecânica

A resistência excessiva do solo à penetração das raízes, provocada quer por um aumento da densidade aparente, quer por um decréscimo do teor de água no solo, é o factor determinante do efeito da compactação do solo nos hábitos radiculares (Yapa *et al*, 1988).

As raízes penetram na maioria dos solos crescendo nos poros existentes ou deslocando as partículas do solo do seu trajecto. Quando a grande parte dos vazios tem o diâmetro inferior ao da coifa, as raízes podem movimentar quantidades substanciais de solo. Contudo, quando os solos são muito compactos, a densidade aparente e o número de poros de maior diâmetro diminui. Uma vez que as raízes não são capazes de diminuir o seu diâmetro para penetrarem nos poros com diâmetro inferior ao da coifa (Wiersum, 1957) as forças necessárias ao deslocamento do solo vão-se tornando limitantes e o alongamento da raiz diminui. Dum modo geral, quando a resistência do solo aumenta o comprimento da raiz diminui e o seu diâmetro aumenta (Eavis e Payne, 1968; Russell, 1977; Peterson e Barber, 1981; Barber, 1984; Logsdon *et al*, 1987).

A existência duma camada impermeável ("calo de lavoura") é muito frequente nos solos agrícolas, mas, segundo Russell (1977), embora ela possa inibir o desenvolvimento das raízes principais promove a proliferação das raízes laterais com menor

diâmetro, originando um sistema radicular mais superficial e mais denso. Segundo Russell e Goss (1974), esta modificação da morfologia da raiz não diminui necessariamente a área da superfície radicular, e pode não ter efeito na absorção de água e nutrientes desde que estes existam em quantidade suficiente naquela zona restrita da raiz. No entanto, se a resistência do solo for muito elevada, o diâmetro dos poros torna-se muito reduzido (é o caso de uma densidade aparente elevada) e todo o sistema radicular fica atrofiado, aumentando o diâmetro das raízes que ficam profusamente cobertas de pêlos radiculares (Russell, 1977; Eavis e Payne, 1968).

Hallmark e Barber (1981) estudaram o efeito da densidade aparente do solo na absorção do K. O aumento da densidade aparente do solo de 1,25 para 1,45 levou a uma diminuição do crescimento da raiz e a uma menor concentração do K nas plantas num solo com baixo teor de K disponível. Embora se tenha observado um aumento do raio médio das raízes secundárias, a área total do sistema radicular diminuiu e por conseguinte, a área disponível para absorção do K. Neste mesmo ensaio, embora o K total absorvido pelas plantas tenha diminuído com o aumento da densidade aparente do solo, o influxo do K por cada cm^2 de raiz aumentou (Silberbush *et al*, 1983). Tal aumento não foi contudo, suficiente para compensar a redução da superfície radicular. Blanchet *et al* (1972), mostraram, também, que uma compactação excessiva do solo diminuiu a absorção do K. Com efeito, quando a porosidade total diminuiu de 45% para 38%, a quantidade total do K absorvido pelas plantas diminuiu 40%.

2.2.2.3 - Arejamento

A impedância mecânica está muitas vezes associada a um reduzido arejamento do solo. Nas regiões do solo em que o O_2 é limitante, é realçado o efeito da pressão externa no crescimento das raízes (Eavis e Payne, 1968). A falta de arejamento ocorre quando a taxa com que as raízes utilizam o O_2 é superior àquela com que se processa a sua renovação. O arejamento deficiente está muitas vezes associado ao aumento do teor de água no solo, o qual dá origem a uma redução da percentagem de O_2 . Se o excesso de água permanecer pode verificar-se também a acumulação de fitotoxinas (Marschner, 1986).

A resposta da maioria das plantas à falta de oxigénio no solo é a redução do tamanho e profundidade do sistema radicular e o decréscimo da absorção de nutrientes. Tem sido geralmente aceite que a taxa de crescimento da raiz não é afectada desde que a percentagem de O_2 não seja inferior a 10%. Como anteriormente se referiu, a absorção activa de nutrientes (como é o caso do K) requer energia que provém da respiração da

raiz. A ausência de respiração origina uma quebra drástica na absorção e transporte de nutrientes para a parte aérea. Dados fornecidos por Trought e Drew (1980) mostram que a concentração do K na parte aérea do trigo é reduzida de 1,6 vezes após dois dias de excesso de água no solo e de 3,3 vezes depois de quinze dias.

Sob condições anaeróbias os produtos finais, quer da respiração da raiz, quer da actividade de microrganismos anaeróbios, tendem a acumular-se no solo. Estes produtos incluem substâncias tóxicas para as plantas superiores como o etileno, o etanol, ácidos fenólicos e outros produtos incompletamente oxidados (Kramer, 1969; Russell, 1977; Drew, 1983) que retardam o crescimento das raízes e provocam cloroses nas folhas.

2.2.2.4 - Temperatura

A temperatura é dos factores ambientais que pode provocar um efeito mais drástico na emergência da raiz e no seu crescimento. O desenvolvimento da raiz é afectado quer pelas baixas quer pelas altas temperaturas. A temperatura óptima varia com as espécies e tende a ser menor para o crescimento da raiz do que para a parte aérea (Nielson, 1974). A variação da relação parte aérea/raiz tem sido observada como uma resposta à alteração da temperatura, sendo a tendência geral para uma redução desta relação com o decréscimo da temperatura. Como já foi referido anteriormente, o fluxo de nutrientes pela raiz, é restringido pelas baixas temperaturas, o que, segundo Marschner (1986), será responsável pelo reduzido crescimento da parte aérea.

O efeito da temperatura na morfologia da raiz tem sido evidenciado por diversos autores (Nielson, 1974; Nye e Tinker, 1977; Macduff *et al*, 1986; Logsdon *et al*, 1987). Geralmente as raízes têm maior diâmetro e são menos ramificadas a baixas temperaturas (Nielson, 1974; Nye e Tinker, 1977), mas, segundo Nielson (1974), as baixas temperaturas encorajam a formação de novas raízes. Macduff *et al* (1986) estudaram o efeito da temperatura sobre vários parâmetros da raiz: o aumento da temperatura promoveu a taxa de crescimento da raiz enquanto que o raio médio diminuiu. O mesmo autor observou que na colza a elevação da temperatura deu origem a uma maior densidade de pêlos radiculares, enquanto que o comprimento dos pêlos radiculares variou inversamente. A maior densidade de pêlos radiculares na aveia verificou-se à temperatura de 9°C. Como já foi anteriormente referido, as alterações da morfologia da raiz podem ser interpretadas como uma resposta da planta ao "stress" provocado por baixas temperaturas.

2.2.2.5 - Toxicidade do alumínio

A toxicidade do alumínio é geralmente considerado o principal factor responsável pela inibição do desenvolvimento radicular em solos muito ácidos. Nas raízes cujo desenvolvimento é afectado pela toxicidade do alumínio, o crescimento das extremidades é inibido, as raízes laterais engrossam, tornando-se atarracadas e não se dá a ramificação. O grau em que o desenvolvimento radicular é afectado depende muito da tolerância das plantas à toxicidade do alumínio, a qual varia muito com a espécie e a variedade.

2.2.2.6 - Outros nutrientes

A distribuição das raízes no solo pode ser modificada pela aplicação localizada de adubos. A densidade radicular pode aumentar várias vezes nas zonas onde a concentração de nutrientes é maior. Quando o N e o P se encontram em deficiência no solo, a sua aplicação a apenas uma parte do sistema radicular induz a formação de raízes laterais e promove a ramificação das raízes na parte adubada (Gile e Carrero, 1917; Nye e Tinker, 1977; Anghinoni e Barber, 1980).

Em geral, ao aumento do crescimento da parte aérea das plantas, devido à aplicação de nutrientes ao solo (em especial o N e o P), corresponde um maior desenvolvimento radicular, embora a relação parte aérea/raiz aumente também. No entanto, algumas plantas têm a capacidade de compensar a deficiência de nutrientes de modo a fornecerem maior quantidade de nutrientes à planta. Quando o fornecimento de nutrientes se torna limitante, elas tendem a aumentar o tamanho do seu sistema radicular relativamente às necessidades da parte aérea (Adepetu e Akapa, 1977; Barber, 1979; Marschner, 1986). Barber (1979) refere que em ensaios de campo, em solos com baixos níveis de N e P, o milho apresentou um sistema radicular mais denso do que quando todos os nutrientes se encontravam em níveis óptimos, enquanto que o K não teve qualquer efeito. O mesmo foi referido por Claassen e Barber (1977) relativamente ao K.

O desenvolvimento dos pêlos radiculares é influenciado de forma marcada pelo nível de $\text{N}(\text{NO}_3^-)$ e P do solo. O baixo nível dum destes nutrientes dá origem a uma maior densidade e maior comprimento dos pelos radiculares (Powell, 1974; Foehse e Jungk, 1983). Bhat (1983) observou que a forma sob a qual o N era fornecido às plantas tinha efeitos diferentes na densidade dos pêlos radiculares. Assim as plantas alimentadas com NO_3^- quase não possuíam pêlos radiculares, enquanto que a aplicação do NH_4^+ deu origem a raízes profusamente cobertas de longos pêlos radiculares. O autor sugere que as raízes alimentadas com NH_4^+ serão mais efectivas na absorção de nutrientes cuja

difusão no solo é baixa. De acordo com Barber (1984) e Marschner (1986), o alongamento da raiz e a formação de pêlos radiculares que ocorrem em resposta a um baixo fornecimento de N e P pode considerar-se como sendo um mecanismo de adaptação através do qual os sistemas radiculares aumentam a sua superfície de absorção.

Segundo Kramer (1969), as deficiências de cálcio e boro dão origem a raízes pouco ramificadas e atrofiadas, e provocam frequentemente a morte das extremidades das raízes. De acordo com o mesmo autor, o cálcio e o boro devem ocorrer directamente nas zonas em que as raízes se desenvolvem e não apenas em parte do sistema radicular. Aparentemente nenhum destes nutrientes pode ser translocado duma parte do sistema radicular para outra.

3- A AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE DO POTÁSSIO

Como vimos nas secções anteriores, a disponibilidade do K está dependente de diversos factores: uns relacionados com o solo e outros com a planta. Assim, o termo "disponibilidade", ou "assimilabilidade", frequentemente utilizado no domínio da nutrição das plantas, descreve uma situação complexa pois engloba não só o estado físico-químico do nutriente no solo, mas também as relações com o sistema radicular das plantas e do seu metabolismo. Aqueles termos não devem ser confundidos com as designações "K disponível" ou "K assimilável", pois estas referem-se à quantidade de K extraído por um determinado extractante químico, reflectindo, portanto, uma situação estática e dando apenas uma medida parcial e aproximada da disponibilidade daquele nutriente. Não é possível, contudo, encontrar-se uma definição clara para este termo, na medida em que qualquer fracção do K do solo pode eventualmente tornar-se disponível se o cultivo do solo e a meteorização forem levados a um extremo. O K solúvel, o permutável, ou o K da malha dos minerais podem eventualmente ser absorvidos pelas plantas. É apenas uma questão de grau, pois a sua disponibilidade depende da energia com que o K se encontra ligado à fase sólida do solo e da taxa com que difunde até passar à solução e, posteriormente, em posição de ser absorvido pelas raízes das plantas (Grimme, 1985).

A maior ou menor quantidade de K disponível é traduzida por um índice que mede a capacidade do solo para fornecer o K às plantas. Em princípio, à variação deste índice deveriam corresponder variações significativas da produção vegetal ou da resposta das plantas à adubação potássica. Contudo, a previsão das respostas das plantas à variação deste índice nem sempre é satisfatória. Cooke (1982), referindo-se ao P e K

indica que a análise de solos não explica mais do que 50% da variação da resposta das plantas e que, em geral, esta proporção é mesmo inferior a 50%. A variabilidade não explicada pelo índice do K disponível é maior quando se inclui nos estudos de correlação uma gama variada de tipos de solos. Já quando estes estudos são realizados em solos que foram agrupados segundo determinados critérios é possível fazer, com mais segurança, previsões acerca das respostas das plantas à variação daquele índice. Quanto a este aspecto Cooke (1982) refere que "soil type determines potassium supply and knowing soil types has often been more successful than knowing soil analysis in interpreting tests of K fertilizers". Segundo este mesmo autor, o facto de se agruparem os solos em determinados tipos explica 39% da variabilidade das respostas ao K.

Devido a estas dificuldades, vários autores têm sugerido o agrupamento dos solos de acordo com diversos critérios como sejam a textura, a capacidade de troca catiónica, o teor de argila e outros (Németh, 1975; Grimme e Németh, 1978; Mengel e Bush, 1982; Cooke, 1982; Cope e Evans, 1985; McLean e Watson, 1985; Mengel e Kirkby, 1987).

A avaliação da disponibilidade do K com base apenas na análise química do solo não é, pois, satisfatória por várias razões: a análise química apenas dá uma indicação da capacidade potencial do solo para fornecer este nutriente às plantas; não dá nenhuma indicação nem da mobilidade do K no solo nem fornece qualquer informação acerca dos factores ligados à planta. Contudo, não há qualquer dúvida de que a análise do solo continua a ser o procedimento mais rápido e menos dispendioso de obter informação acerca da disponibilidade do K como base para a recomendação da adubação potássica. Mas a determinação do K disponível não é fácil devido à complexidade do equilíbrio dinâmico existente entre as diversas formas daquele nutriente no solo. Por esta razão, têm surgido abordagens diferentes na determinação do K disponível consoante as fracções do K a que respeitam. Assim, nesta secção, faremos uma revisão dos índices mais vulgarmente utilizados, bem como das suas potencialidades e limitações.

3.1- FACTORES INTENSIDADE E CAPACIDADE

Os factores do solo mais importantes no fornecimento do K às raízes das plantas são a concentração do K em solução (factor intensidade) e o poder tampão do solo para o K (factor capacidade). Grande número de investigadores têm considerado que estes dois parâmetros (ou outros índices do factor intensidade e capacidade) devem ser tomados conjuntamente na avaliação da disponibilidade do K (Beckett, 1964b; Barrow, 1966;

Németh, 1975; Claassen e Barber, 1976; During e Duganzich, 1979; Bush, 1981; Barber e Cushman, 1981; Mengel e Bush, 1982; Marschner, 1986).

A utilização de apenas um parâmetro, o índice do factor intensidade (o chamado potencial do K), foi proposto por Woodruff (1955) e adoptado por outros investigadores (Beckett, 1964a; Feigenbaum e Hagin, 1967; Arnold *et al*, 1968). Esta abordagem tem sido, porém, sujeita a inúmeras críticas (Beckett, 1964b; Barrow, 1966; Oertli, 1973; Barber, 1985; Mengel, 1963, cit. por Mengel, 1985).

A concentração do K em solução é considerado um índice importante na avaliação da disponibilidade do K porque o fluxo difusivo deste nutriente em direcção à raiz tem lugar na solução do solo. Como referimos na secção 1.3.1.2, a taxa de difusão do K depende do gradiente de concentração que se gera entre o K em solução no solo não perturbado e o K em solução na vizinhança da raiz. O poder tampão do solo, por sua vez, dá uma indicação da intensidade com que o K está ligado à fase sólida do solo e da capacidade deste para renovar o K em solução.

Contudo, alguns autores não consideram estes dois factores, mas outros. Assim, Beckett (1964b), Barrow (1966) Sparks e Liebhardt (1981) sugeriram como índice do factor intensidade a razão das actividades AR_o (E.II.1) para o qual não há adsorção ou desadsorção do K, e como índice do factor capacidade o valor de PBC^k obtido através da relação Q/I (cfr. 1.2.2). A determinação do K nestes dois índices é feita numa solução com um nível uniforme da concentração do cálcio, em geral, numa solução $0,1 \text{ mol l}^{-1}$ de CaCl_2 . Esta forma de determinar a intensidade do K sugere que existe um efeito da actividade do Ca na absorção do K pelas plantas. Mengel (1963) e Wild *et al* (1969), citados por Oertli (1973), testaram este conceito em solução nutritiva e concluíram que a razão das actividades é uma expressão pouco correcta das relações potássio-planta. Barber (1985) refere, também, que sendo o K transportado essencialmente por difusão e o Ca por fluxo de massa, a razão das actividades destes dois catiões em equilíbrio no solo não perturbado é completamente diferente da que ocorre à superfície da raiz. Deste modo, vários autores sugerem a medição da concentração do K em solução aquosa (Németh *et al*, 1970; Claassen e Barber, 1976; During e Duganzich, 1979; Bush, 1981; Barber, 1981; Claassen *et al*, 1986).

Como veremos em 4.2 e 4.4, os dois parâmetros referidos, o K em solução e o poder tampão, foram incorporados no modelo de Barber e Cushman (1981), e são considerados os dois parâmetros do solo que maior influência têm na quantidade de K absorvido pelas plantas. Também During e Duganzich (1979) obtiveram correlação significativa ($r^2 = 0,9$) entre o K absorvido pelo *Trifolium repens*, em oito solos com

diferenças acentuadas da CTC, quando tomaram em consideração a concentração de K e o poder tampão do solo para o K.

Apesar de grande número de autores reconhecer a importância destes dois parâmetros na avaliação da disponibilidade do K para as plantas, não encontramos na literatura referência à sua divulgação como um método de rotina. Existe, no entanto, uma abordagem próxima desta que é a utilizada na RFA, Áustria e outros países europeus (Novozamsky e Houba, 1987) e que é utilizada em rotina como base para a recomendação da adubação potássica. É a chamada extracção por electro-ultrafiltração (EUF). Segundo Németh (1975), Grimme e Németh (1978) este método permite a determinação de índices de intensidade, quantidade e capacidade. Não só é possível determinar a quantidade de K imediatamente assimilável como também o poder de fornecimento dos solos a longo prazo. A descrição pormenorizada do método e das suas potencialidades encontram-se em Németh (1972, 1979) e Grimme (1985).

3.2- K PERMUTÁVEL

Como já foi referido, o K de troca ou K permutável é aquele que se encontra adsorvido aos colóides do solo e que pode ser facilmente permutado por outros catiões. O extractante mais vulgarmente utilizado é o acetato de amónio, e o K extraído inclui não só o K adsorvido às partículas coloidais mas também o K existente em solução. O K permutável é, provavelmente, o mais vulgarmente utilizado como índice de disponibilidade do K (Black, 1968; Cooke, 1979; McLean e Watson, 1985).

A utilização deste índice tem como base o facto do K de troca se encontrar em equilíbrio instantâneo com o K em solução, dando, portanto, alguma indicação do reservatório do K eventualmente utilizável pela planta (ou, como já referimos, indicação do factor quantidade). Mas, porque a intensidade com que o K se encontra ligado aos colóides varia muito com o tipo de solo, nem sempre existe uma boa correlação entre o K em solução e o K de troca quando se inclui uma gama variada de solos, como o mostraram Németh *et al* (1970), Grimme e Németh (1978). Deverá, certamente, ser esta a razão porque este índice nem sempre se tem mostrado satisfatório como índice de disponibilidade, como mostraram Muchena (1975), Rasnake e Thomas (1976), Grimme e Németh (1978), During e Duganzich (1979), Skoggley e Haby (1981) e Shaw *et al* (1983). Bertsch e Thomas (1985), ao referirem-se ao desajustamento do K de troca como índice de disponibilidade nas zonas temperadas, afirmaram que, em geral, um valor muito baixo ou muito elevado do K de troca indica, respectivamente, níveis baixos e elevados da

disponibilidade do K para as plantas, enquanto que um valor intermédio do K de troca tem pouco significado em muitos solos das zonas temperadas.

Segundo Barber (1985), alguns dos desajustamentos que ocorrem quando se utiliza o K permutável como índice de disponibilidade estão relacionados com o método vulgarmente utilizado na selecção dos índices. A avaliação da disponibilidade do K é feita frequentemente por meio de ensaios em vaso, onde as raízes das plantas atingem elevada densidade radicular. Segundo Barber, a elevada densidade radicular conduz, em geral, a uma correlação significativa entre o K permutável e o absorvido pelas plantas. Quando a avaliação é feita no campo a densidade radicular é muito menor e, portanto, há menos competição entre as raízes, e o K de troca fica longe de se esgotar. Barber (1981) mostrou este aspecto através de simulação, utilizando o seu modelo matemático. O autor, tendo utilizado três solos diferentes mas em que o valor de K permutável era exactamente o mesmo, observou que quando a densidade radicular foi de 40 cm cm⁻³ (densidade esta frequente em ensaios em vasos) nos três solos o valor do K extraído pelas plantas era aproximadamente o mesmo, mas quando a densidade era apenas de 0,5 cm cm⁻³ a quantidade de K extraído pelas plantas foi totalmente diferente dum solo para outro.

A utilização do valor do K permutável, ou quantidades próximas deste, como base para a recomendação da adubação potássica continua, porém, a ser o mais amplamente divulgado em grande número de países (Doll e Lucas, 1973; Raij, 1982; Cope e Evans, 1985; McLean e Watson, 1985). Salientamos o facto de o método vulgarmente utilizado em rotina em Portugal como índice de disponibilidade ser o de Egnér-Riehm (Balbino, 1968), sendo o extractante utilizado o lactato de amónio. O catião de troca (NH₄⁺) é, portanto, o mesmo do acetato de amónio. De facto, os dados apresentados por Vasco da Gama (1968) indicam que aqueles reagentes extraem quantidades de K que são aproximadamente idênticas. De igual modo Alves (1968) refere que existe uma correlação altamente significativa entre aquelas duas determinações. Existe uma variante à determinação do K permutável que é a da percentagem de saturação em potássio, isto é, a razão entre o K de troca e a CTC. Alguns autores, porém, não são claros relativamente ao valor atribuído à CTC, desconhecendo-se se a CTC é a efectiva (isto é, determinada ao pH do próprio solo) ou se é a potencial (determinada a pH 7,0 ou 8,1).

A utilização da percentagem de saturação em K como índice da disponibilidade foi introduzida por Bear *et al* (1945), citado por McLean (1977), e tinha como pressupostos principais os seguintes: a diferente intensidade de ligação do K aos colóides do solo consoante a CTC, a relação directa entre o K em solução e a percentagem de saturação do K, os catiões complementares adsorvidos aos colóides influenciavam a actividade do K em solução. Foi também sugerido que a percentagem de saturação do K entre 2% e 5%

não reduziria a produção vegetal. Esta abordagem tem sido sujeita a diversas críticas, sendo uma das mais recentes a feita por McLean *et al* (1983), os quais não encontraram evidência para fundamentar a validade deste índice.

Németh *et al* (1970) e Németh e Grimme (1972) tentaram esta mesma abordagem. Estes autores tomaram como referência a CTC efectiva da fracção inorgânica e não a CTC efectiva total. Embora tenham encontrado, nalguns casos, uma correlação positiva elevada entre o K em solução e a percentagem de saturação em K, ela não se mantinha em todos os solos, pois mostrou ser também dependente do pH (Németh e Grimme, 1972). De igual modo, quando tomaram como referência a CTC efectiva total aquela relação variou de um solo para outro. Németh *et al* (1970) sugeriram, mas não comprovaram, que este índice deveria caracterizar melhor a disponibilidade do K do que o K permutável.

Como referimos na secção 1.2.2, a intensidade com que o K se encontra ligado aos colóides inorgânicos e orgânicos varia imenso com o tipo de colóide, tipo de matéria orgânica, pH e teor de alumínio de troca, sendo, portanto, difícil encontrar uma relação clara e sem ambiguidades entre o K permutável (ou a percentagem de saturação em K) e a disponibilidade do K para as plantas. Mesmo quando os solos são agrupados de acordo com a CTC, como o fez McLean (1977), a relação entre o K permutável e a quantidade de K absorvida pelas plantas pode ser ambígua, como mostra o trabalho de Shaw *et al* (1983). Estes últimos autores utilizaram solos com valores próximos do K de troca (alguns deles com a mesma CTC) e verificaram que as plantas absorviam, em cada um deles, quantidades muito diferentes do nutriente. Barber (1985), ao referir-se a este aspecto, conclui que "when smaller differences in cation exchange capacity occur, factors such as the type of exchange site may be more important".

Não restam, pois, dúvidas que a utilização de um único índice na avaliação da disponibilidade do K dificilmente terá significado generalizável para uma gama variada de situações.

3.3- K NÃO PERMUTÁVEL

Como já afirmámos, a quantidade de K que as plantas absorvem é muitas vezes superior ao K inicialmente permutável, sobretudo quando se trata de ensaios em vaso. Por esta razão, têm surgido várias tentativas para avaliar as reservas de K do solo a longo prazo, através, quer de parâmetros relacionados com a mineralogia da fracção argilosa, quer de métodos químicos de extracção, quer ainda do cultivo intensivo do solo com

uma cultura esgotante (Arnold e Close, 1961; MacLean, 1961; Talibudeen e Dey, 1968a e 1968b; Metson, 1968; Talibudeen *et al*, 1978; Sinclair, 1979; Goulding e Loveland, 1986).

Embora se reconheça que a libertação do K não permutável está de algum modo relacionada com a mineralogia do solo, as tentativas para se encontrar uma relação significativa entre aqueles parâmetros não tem sido bem sucedida, porque, segundo Goulding e Loveland (1986), os métodos utilizados para determinar a composição mineralógica da argila apenas fornecem estimativas semiquantitativas.

Alguns investigadores têm sugerido a utilização de reagentes agressivos com o objectivo de extrair quantitativos de K que correspondessem às quantidades de K absorvidas pelas plantas quando o solo é sujeito a cultivo intensivo. Estes reagentes, além de determinarem o K de troca, extraem quantidades apreciáveis de K não permutável. Fez-se já referência na secção 1.2.3.1 aos extractantes utilizados para este fim, sendo o método mais divulgado o da extracção com o HNO_3 . Diversos autores tem encontrado correlações significativas entre o K extraído pelo HNO_3 e o K absorvido por culturas esgotantes (Conyers e McLean, 1969; Vasco da Gama, 1975; Martini e Suarez, 1977; Graley, 1981), constituindo assim o K extraído pelo HNO_3 o índice de disponibilidade. Outros investigadores, porém, sugerem a utilização de extractantes menos agressivos como as resinas catiónicas (Talibudeen *et al*, 1978; Cooke, 1979; Goulding e Loveland, 1986).

Numa outra abordagem, tem-se sugerido a classificação das reservas em função da quantidade de K não permutável libertada pelo cultivo duma cultura esgotante. Por exemplo, Arnold e Close (1961) agruparam os solos em função da sua capacidade para libertar o K, denominando-os pobres, moderados e ricos, consoante a quantidade libertada era $<150 \text{ mg kg}^{-1}$, $150\text{-}600 \text{ mg kg}^{-1}$ e $> 600 \text{ mg kg}^{-1}$ respectivamente. A utilização deste tipo de índice tem sido, contudo, contestado por várias razões. Sob condições naturais de cultivo a densidade do sistema radicular das plantas é muito inferior à que ocorre em ensaios em vaso (onde se atingem densidades de $40 \text{ a } 60 \text{ cm cm}^{-3}$) (cfr. Quadro II.5) e portanto os quantitativos de K libertados são evidentemente inferiores. Os dados apresentados por Kuchenbuch (1985) mostram que a libertação do K não permutável não é uniforme em todo o solo, mas apenas ocorre numa zona limitada que se estende até 2 mm do eixo da raiz, que é aquela onde o K é intensamente explorado pelos pêlos radiculares das plantas. Esta opinião é também partilhada por Beringer (1985), o qual indica que as raízes das plantas apenas exploram 3% do volume de solo. Por outro lado, a comparticipação da fracção não permutável como fonte importante do K para as plantas dependerá, naturalmente, da taxa de libertação do K das posições interlamelares para a solução do solo. Será, pois, necessário saber se a taxa de libertação é suficiente

para manter um nível de produtividade elevado ao longo do tempo. Dados apresentados por Grimme (1974) mostraram que, à medida que aumentou a percentagem do K absorvido de formas não permutáveis a produção relativa diminuiu proporcionalmente. De igual modo, os dados apresentados por Steffens (1986) mostram este mesmo aspecto para o *Lolium perenne* e o *Trifolium pratense*. O decréscimo de produtividade do trevo foi, contudo, muito maior do que a do azevém. Como já referimos nas secções 1.2.3.1 e 2.2.1, as plantas monocotiledóneas, e em especial as gramíneas, são particularmente eficientes na exploração do solo e na absorção do K inicialmente não permutável.

Em última análise, poderemos dizer que apesar das limitações deste tipo de índices, eles poderão fornecer alguma ideia acerca da capacidade do solo para fornecer o K a longo prazo, sobretudo quando se trate de plantas como as gramíneas, que em larga medida poderão contar com o K não permutável dadas as características do seu sistema radicular. Mas quando se trata de plantas com um ciclo vegetativo mais curto e com potencial produtivo elevado, particularmente em estufa, a quantidade de K libertado não parece ser suficiente para satisfazer as necessidades das plantas.

4- O MODELO DE BARBER E CUSHMAN

A absorção de nutrientes pelas plantas que crescem no solo depende das características de absorção do seu sistema radicular e das características do solo para fornecer os nutrientes. Os avanços recentes nos domínios da cinética de absorção dos nutrientes pelas raízes, da química do solo (nomeadamente nas relações de equilíbrio entre as suas diversas fases), dos mecanismos de transporte dos nutrientes e ainda dos estudos realizados na interfase solo-raiz têm fornecido as bases para a compreensão e descrição dos processos envolvidos na absorção dos iões do solo pelas plantas (Barber, 1984). A relação entre a concentração de um nutriente e a sua taxa de absorção pode ser descrita quantitativamente através da equação de Michaelis-Menten (Epstein, 1972; Claassen e Barber, 1974; Nielsen, 1976). O transporte dos nutrientes no solo por fluxo de massa e difusão foi descrito matematicamente por Nye e Marriot (1969).

Barber e seus colaboradores (Claassen e Barber, 1976; Cushman, 1979; Barber e Cushman, 1981), com base nas equações referidas e combinando-as de forma apropriada com a equação referente ao crescimento das raízes, descreveram através dum modelo matemático mecanicista o processo completo que traduz a absorção de nutrientes pelas plantas. A verificação deste modelo é relativamente fácil pois permite medir a quantidade de nutrientes absorvida pelas plantas.

No primeiro modelo matemático que foi descrito por Claassen e Barber (1976) a competição entre raízes vizinhas não foi considerada. Contudo, mais tarde, Barber e Cushman (1981) alteraram as condições fronteira de modo a incluir a competição entre raízes. Este avanço foi de grande importância quanto à aplicação do modelo na previsão da quantidade do K absorvido pelas plantas. Na medida em que a mobilidade do K é suficientemente elevada para permitir a sobreposição das zonas de depleção do K à volta das raízes, a relação entre a taxa de absorção do K e a sua concentração à superfície da raiz deixa de ser linear. Esta relação não linear foi deste modo considerada mais tarde por Barber e Cushman (1981). Nas alíneas seguintes prosseguiremos com a descrição deste modelo e dos seus pressupostos, e com a apresentação de resultados experimentais que fundamentam a sua validade. Após a verificação de um modelo é possível antecipar-se quais as consequências da variação de um ou mais parâmetros do solo ou da planta relativamente à absorção do K pela planta, através da chamada análise de sensibilidade. Terminaremos este capítulo com uma análise deste tipo.

4.1- DESCRIÇÃO DO MODELO

Neste modelo assume-se que o transporte de nutrientes se realiza por difusão e fluxo de massa, e o fluxo de nutrientes segue a cinética de Michaelis-Menten. As equações diferenciais que descrevem o transporte do K eram, como vimos em 1.3.1, as seguintes:

transporte no estado estacionário

$$J_r = -De \left(\frac{dC_s}{dr} \right) + v_o Cl \quad (E.II.3)$$

transporte no estado transitório

$$\frac{dCl}{dt} = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r De \frac{dCl}{dr} + \frac{v_o r_o Cl}{b} \right) \quad (E.II.6)$$

Considerando esta equação de continuidade (E.II.6) e as condições fronteira apropriadas, é possível calcular os gradientes de concentração radiais a partir da raiz e a sua variação com o tempo, e determinar o valor da concentração da solução à superfície da raiz Cl_o , e a sua variação com o tempo. A integração da equação E.II.6 necessita duma condição inicial e duas condições fronteira. A condição inicial é

$$t = 0, \quad r > r_o, \quad Cl = Cl_i \quad (E.II.13)$$

A condição fronteira inferior, $r = r_0$ é desenvolvida assumindo que o fluxo de nutrientes à superfície da raiz é igual à taxa de absorção do K pelas plantas, a qual por sua vez segue a cinética de Michaelis-Menten, isto é

$$J_r = \frac{I_{\max} (Cl - C_{\min})}{K_m + (Cl - C_{\min})} \quad (\text{E.II.14})$$

Se substituirmos agora J_r da equação E.II.3

$$t > 0 \quad r = r_0 \quad \text{De } \left(\frac{dCs}{dr} \right) + v_0 Cl = \frac{I_{\max} (Cl - C_{\min})}{K_m + (Cl - C_{\min})} \quad (\text{E.II.15})$$

onde $C_{\min}$ é Cl quando $I_n = 0$

A condição fronteira superior, $r = r_1$, que considera a competição entre raízes (a qual é função da densidade radicular) indica que entre duas raízes vizinhas existe fluxo de água mas não de nutrientes, e considerando que $b = dCs / dCl$

$$t > 0, r = r_1, \quad \text{De } b \frac{dCl}{dr} + v_1 \frac{r_0}{r_1} Cl = 0 \quad (\text{E.II.16})$$

sendo v_1 o fluxo de água quando $r = r_1$.

A resolução técnica do problema definido pelas equações E.II.6, E.II.13, E.II.15, E.II.16 foi obtida numericamente, a qual vem descrita em Barber e Cushman (1981).

A solução da equação E.II.6 fornece-nos a variação do influxo à superfície da raiz com o tempo. Quando a difusão fornece uma parte dos nutrientes à planta, a concentração à superfície da raiz decresce com o tempo à medida que a absorção prossegue. O decréscimo da concentração em r_0 , por sua vez, provoca uma diminuição do influxo ao longo do tempo. A absorção total de nutrientes pode ser assim obtida somando o influxo ao longo dos sucessivos intervalos de tempo. Contudo, numa situação normal, as plantas crescem e novas raízes se desenvolvem. Assim a absorção do K por novas raízes progride com o tempo. A absorção inicial pelas raízes das plantas pode ser expressa por

$$T = 2 \pi r_0 L_0 \int_0^{t_m} J_r(r_0, s) ds \quad (\text{E.II.17})$$

em que T- absorção total até $t = t_m$ e L_0 comprimento inicial da raiz e $J_r(r_0, s)$ é o influxo à superfície da raiz no instante s. Incorporando o crescimento da raiz obtêm-se

$$T = 2 \pi r_0 L_0 \int_0^{t_m} J_r(r_0, s) ds + 2 \pi r_0 \int_0^{t_m} \frac{df}{dt} \int_0^{t_m-t} J_r(r_0, s) ds dt \quad (\text{E.II.18})$$

em que df/dt é a taxa de crescimento da raiz, onde T é a absorção total de $t = 0$ até $t = t_{\max}$. A solução desta equação é também descrita em Barber e Cushman (1981).

Neste modelo são considerados os seguintes parâmetros:

Características cinéticas de absorção

- 1 - $I_{\max}$, taxa máxima de influxo (I_n), $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$
- 2 - K_m , valor de $Cl - C_{\min}$ quando o $I_n = 1/2 I_{\max}$, $\mu\text{mol cm}^{-3}$
- 3 - $C_{\min}$, Cl quando $I_n = 0$, $\mu\text{mol cm}^{-3}$

Morfologia da raiz

- 4 - L_0 comprimento inicial da raiz, cm
- 5 - k , taxa de crescimento da raiz, cm s^{-1}
- 6 - r_0 , raio médio da raiz, cm
- 7 - r_1 , metade da distância média entre as raízes, cm

Parâmetros do solo

- 8 - Cl_i , concentração inicial do K em solução, $\mu\text{mol cm}^{-3}$
- 9 - b , poder tampão do solo para o K.
- 10 - D_e , coeficiente de difusão efectiva, $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
- 11 - v_0 , taxa de influxo da água, cm s^{-1}
- 12 - t , tempo, s

4.2- PRESSUPOSTOS DO MODELO

Na concepção de um modelo há sempre necessidade de considerar um certo número de pressupostos, alguns deles tendo em vista a simplificação de uma realidade complexa, mas sem os quais não é possível a sua descrição. Assim, nesta secção passamos a uma apresentação sumária dos pressupostos do modelo de Barber e Cushman. A enumeração e discussão pormenorizada dos pressupostos deste modelo encontram-se expostos em Barber e Cushman (1981).

O desenvolvimento do modelo com base na equação de continuidade E.II.6 pressupõe que:

- 1 - O solo é homogéneo e isotrópico; este pressuposto garante a independência do local relativamente às várias características do solo na determinação de v_0 , D_e e outros parâmetros;

- 2 - As condições de humidade são mantidas aproximadamente constantes e próximas da capacidade de campo. No cálculo do fluxo dos nutrientes assume-se que não existe um gradiente de humidade perpendicular à raiz. Esta condição tem apenas como objectivo a simplificação do mecanismo de transporte de nutrientes.
- 3 - Apenas o nutriente que se encontra em solução à superfície da raiz é absorvido e não existe uma produção nem depleção por actividade de microrganismos ou por qualquer outro mecanismo no solo. Esta condição é necessária para a aceitação do pressuposto 5.
- 4 - Os nutrientes deslocam-se para a raiz por uma combinação de fluxo de massa e difusão.
- 5 - A taxa de absorção do nutriente pode ser descrita pela equação de Michaelis-Menten.
- 6 - As raízes têm forma cilíndrica com raio constante (r_0) sem pêlos radiculares ou micorrizas (cfr. Passioura, 1963). Este pressuposto é necessário para se considerar a simetria radial.
- 7 - D e b são independentes da concentração. Este pressuposto é aproximadamente correcto para o K e é necessário para linearizar a equação de transporte do nutriente.
- 8 - As características de influxo não mudam com a idade da raiz ou da planta.
- 9 - O componente do influxo que depende da absorção de água não é afectado pela concentração do nutriente. Este pressuposto também simplifica os cálculos.

4.3- VERIFICAÇÃO DO MODELO

Os modelos de Claassen e Barber (1976) e Barber e Cushman (1981) foram verificados para o K através duma série de ensaios em vaso (em vários tipos de solos e com diversas plantas), e através de ensaios de campo.

Claassen e Barber (1976) verificaram o seu modelo em oito solos diferentes dos EUA e com níveis diferentes de K utilizando a planta de milho em ensaios em vaso. A correlação obtida entre o valor observado e o valor calculado foi $r^2 = 0,86$, tendo havido uma sobreavaliação do K absorvido pelas plantas. Os valores calculados foram em média 50% superiores aos observados. Mais tarde, Schenk e Barber (1980) tentaram verificar o mesmo modelo, mas com vários génotipos de milho, em ensaios em vaso e no campo. Estes investigadores observaram que a sobreavaliação do K absorvido pelas plantas

podia ser duas a três vezes superior aos valores observados. A sobreavaliação do K absorvido era tanto maior quanto maior era a idade da planta, a qual está relacionada com a densidade do sistema radicular. Este desfasamento foi atribuído à competição entre as raízes para o K. Os autores observaram, por exemplo, que havia uma correlação elevada entre os valores calculados e observados quando o valor da densidade radicular era baixo (isto é, quando $L_v = 0,5 \text{ cm cm}^{-3}$). Barber e Cushman (1981) introduziram mais um parâmetro no seu modelo, que designaram por r_1 - metade da distância média entre as raízes, que é um parâmetro que entra em linha de conta com a densidade radicular. Uma vez que o valor de De para o K é relativamente elevado há uma sobreposição das zonas de depleção da raiz e, portanto, uma redução dos quantitativos de K absorvidos. Como vimos atrás, a condição fronteira estabelecida através da equação E.II.16 considera este novo parâmetro.

Silberbush e Barber (1983) verificaram este último modelo em dois solos com três cultivares de soja com quatro idades diferentes através de ensaios em vaso e obtiveram uma correlação entre os valores observados e os calculados de $r = 0,95^{***}$. Silberbush e Barber (1984) verificaram de novo o modelo de Barber e Cushman através de ensaios de campo durante três anos e com cinco cultivares de soja. A correlação obtida foi de $r = 0,60^{**}$. Shaw *et al* (1983) testaram o modelo com plantas de milho em quatro solos através de ensaios em vaso, tendo obtido um coeficiente de determinação $r^2 = 0,93^{***}$ entre o K observado e calculado. Mais recentemente Claassen *et al* (1986) testaram este modelo em nove solos da Europa Ocidental com plantas de milho, em ensaios em vaso, tendo obtido para o K uma concordância elevada entre os valores observados e calculados.

4.4- ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Uma vez verificado o modelo de Barber e Cushman é possível realizar análises de sensibilidade, isto é, determinar qual o efeito na quantidade de K calculado pelo modelo quando se faz variar um dos parâmetros. Porém, na natureza a variação de alguns destes pode afectar o nível de outros parâmetros. Quando a relação entre alguns dos parâmetros está perfeitamente estabelecida, os efeitos podem ainda ser avaliados com este tipo de análise em que os factores interdependentes são alterados simultaneamente de acordo com essa relação, enquanto que os restantes se mantêm constantes.

Barber (1985) utilizou na realização de análises de sensibilidade os parâmetros indicados no Quadro II.6. Estes parâmetros foram medidos em plantas de milho e num

solo superficial franco-limoso (classificado como *Agric argiudoll mixed mesic*). Os valores iniciais de cada parâmetro indicados no Quadro II.6 foram alterados, um de cada vez, tendo sido multiplicados por 0,5, 1,5 e 2,0 enquanto que os restantes se mantinham constantes. Os resultados desta simulação estão apresentados na Fig.II.18.

Quadro II.6 - Parâmetros iniciais do solo e da planta utilizados na simulação da absorção do K

Parâmetro	Valor inicial
L_0 , comprimento inicial da raiz	1052 cm
k , taxa de crescimento da raiz (exponencial)	$1,59 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$
r_0 , raio médio da raiz	0,02 cm
I_{max} , influxo máximo	$112 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
k_m , constante de absorção de Michaelis-Menten	$28 \text{ } \mu\text{mol l}^{-1}$
C_{min} , CI quando $I_n = 0$	$1,4 \text{ } \mu\text{mol l}^{-1}$
Cl_i , K inicial em solução	$0,294 \text{ mmol l}^{-1}$
b , poder tampão do solo para o K	7,04
D_e , coeficiente de difusão efectiva	$3,73 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
v_0 , influxo de água	$2,9 \cdot 10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$
r_1 , metade da distância média entre raízes	0,3 cm
t , tempo	$1,21 \times 10^6 \text{ s}$

Fonte: Barber (1985)

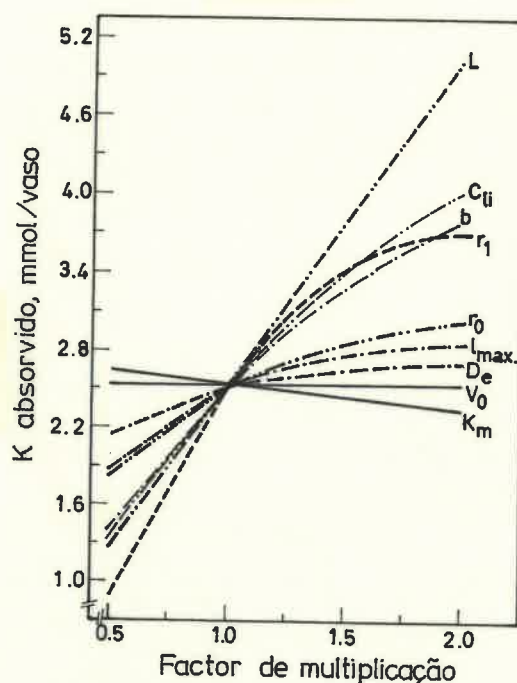


Fig. II.18 - Análise de sensibilidade dos parâmetros utilizados no modelo de Barber e Cushman. Os parâmetros iniciais encontram-se no Quadro II.6 (Barber, 1985).

O resultado da alteração de L_0 , e k é apresentado em termos da variação linear do comprimento total da raiz expresso na Fig. II.18 por L . Um aumento linear do comprimento radicular (e uma vez que r_1 se mantém constante) significa que o volume de solo aumenta do mesmo modo que L , e por conseguinte, a quantidade total de K absorvida também aumenta de forma proporcional.

O parâmetro que aparece em segundo lugar como tendo um efeito acentuado é o valor de r_1 . Quanto maior for este valor, menor é a competição entre as raízes. Contudo, a partir da altura em que a competição é mínima um posterior acréscimo r_1 deixa de afectar a quantidade de K absorvido. Os dois parâmetros que traduzem o fornecimento do K pelo solo, o K solúvel em água, Cl_1 , e o poder tampão do solo para o K , b , são, como se pode observar, de grande importância no fornecimento deste nutriente às plantas. No entanto os parâmetros que estão relacionados com a cinética de absorção do K , como $I_{\max}$ e K_m , têm um efeito relativamente pequeno. O influxo de água v_0 não tem efeito na absorção do K uma vez que este nutriente é sobretudo transportado por difusão e não por fluxo de massa.

Existe um outro estudo de análise de sensibilidade deste tipo realizado por Silberbush e Barber (1983b) para a soja, sendo a importância relativa dos parâmetros aproximadamente a mesma. Isto é, o comprimento do sistema radicular aparece como sendo o parâmetro que maior influência tem na quantidade de K absorvido. Os parâmetros do solo que maior influência tiveram na absorção do K foram também Cl_1 , e b . No entanto, o padrão de variação não é exactamente o mesmo, pois está dependente dos solos e das plantas-teste utilizadas.

Barber e Silberbush (1984) e Barber (1985) realizaram para o K um outro tipo de análise de sensibilidade com vista à avaliação dos diferentes parâmetros do sistema radicular das plantas, L , r_1 e r_0 , na absorção do K . Nestes casos a simulação foi realizada fazendo variar de forma diferente o comprimento radicular, o volume de solo e o volume da raiz. Escolhemos como exemplo o que foi apresentado por Barber (1985). Barber considerou assim três situações diferentes, as quais estão esquematizadas na Fig. II.19. A primeira delas já considerada anteriormente, isto é, o aumento de L conduz a uma aumento considerável no K absorvido uma vez que não só o volume de raiz como também o volume de solo explorado aumenta proporcionalmente. A segunda e terceira situações dizem respeito à variação de L , mantendo constante o volume do solo mais o volume da raiz, ou a variação de L mantendo o volume de raiz e o volume de solo ambos constantes. Esta última reflecte o caso de cultivares com raízes mais longas e mais finas.

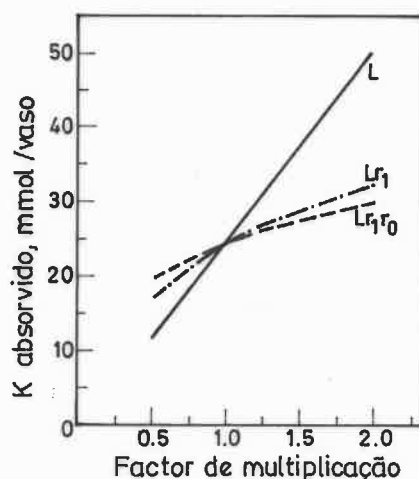


Fig. II.19 - Efeito da variação de alguns parâmetros na absorção do K previsto pelo modelo de Barber e Cushman. L - variação do comprimento radicular; os outros parâmetros são idênticos aos apresentados no Quadro II.6; $L r_1$ - variação de L e de r_1 de modo a que o volume de raiz mais o de solo se mantém constante; $L r_1 r_0$ - variação de L, r_1 e r_0 de modo a que o volume de solo e o volume de raiz se mantêm ambos constantes. Barber (1985).

O efeito de manter o volume de solo mais o volume de raiz constante aparece indicado na Fig. II.19 por $L r_1$. Significa isto que quando se aumenta L, r_1 diminui (isto é, a competição aumenta) de modo a que a soma do volume do solo mais o de raiz permaneçam constantes. É evidente que esta situação tem um efeito muito menos marcado no quantitativo de K absorvido. O terceiro caso, em que L aumenta mas o volume de raiz se mantém constante, isto é, o raio, r_0 , terá que diminuir, tornando-se as raízes mais longas e mais finas, e em que o volume de solo também se mantém constante. Na Fig. II.19 esta situação vem designada por $L r_1 r_0$. Mesmo neste caso o aumento de L conduz a um aumento do K absorvido, embora, como se pode observar, a inclinação da recta seja menor. Se bem que a variação do comprimento radicular numa dada espécie não abranja esta amplitude de variação, este caso permite avaliar como é que as diferenças na morfologia radicular entre espécies podem afectar a quantidade do K absorvido pelas plantas. Assim, espécies com raízes mais longas e mais finas competem para o K mais facilmente que as espécies com raízes mais curtas e mais grossas.

Através do modelo de Barber e Cushman é possível antecipar outras situações que poderão ocorrer em condições naturais, que não mencionámos aqui, mas são apresentadas por Barber (1985).

anteriormente, apresentavam comportamentos diversos relativamente ao poder de fornecimento do K e valores mais baixos de " K_2O assimilável".

Apresenta-se seguidamente a classificação dos dez solos que foram seleccionados para um estudo mais pormenorizado, os quais serão designados ao longo deste trabalho pelos respectivos números e/ou localidades, como se segue:

Solos:

- 3 - Vilariça - Fluvissoilo êutrico de aluviões de textura média
- 4.- Muxagata - Luvissoilo háplico de material coluviado de xistos
- 9 - Malhadas a - Alissolo háplico crómico de depósitos sedimentares
- 10 - Malhadas b - Leptossolo dístrico câmbico de granitos
- 12 - Bragança - Luvissoilo crómico de rochas ultrabásicas
- 13 - Izeda - Vertissolo crómico de depósitos sedimentares argilosos
- 14 - Frieira - Cambissolo crómico de rochas básicas
- 15 - S. André, Montalegre - Cambissolo úmblico órtico de granitos
- 16 - Montalegre - Cambissolo úmblico crómico de xistos
- 20 - Mirandela - Leptossolo dístrico câmbico de xistos

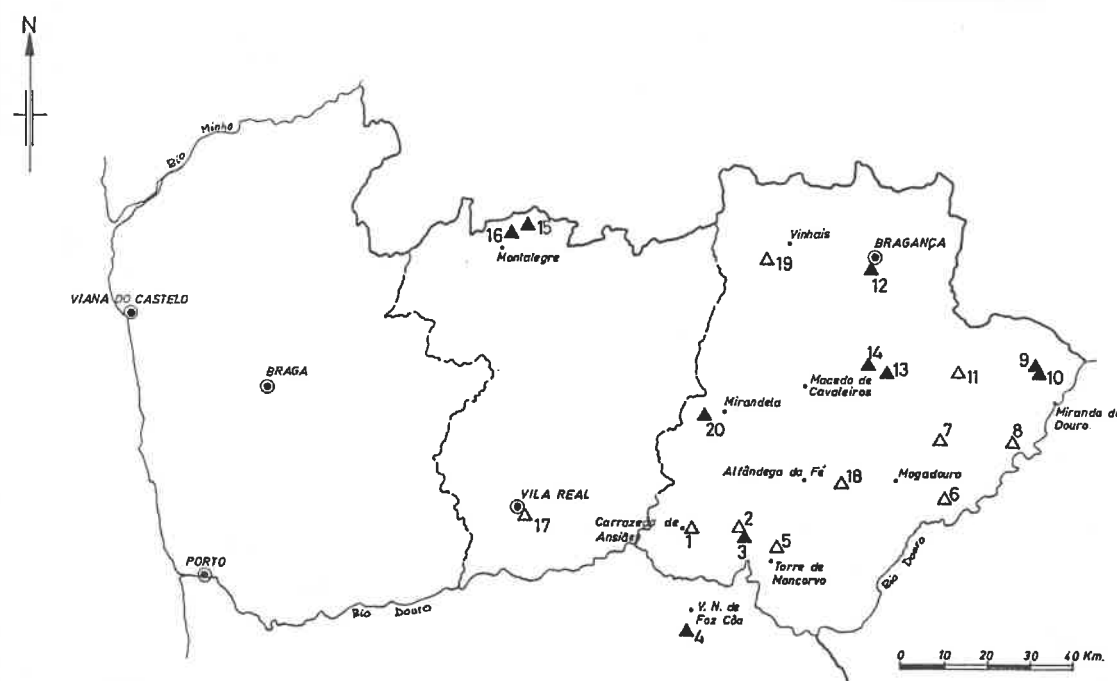


Fig. III. 1 - Localização geográfica dos solos estudados. Δ - Solos sujeitos ao ensaio preliminar em vasos; ▲ - Solos sujeitos ao ensaio preliminar em vasos e objecto de estudo pormenorizado.

Os dados referentes à localização, posição topográfica e dados climáticos, e as características dos perfis dos solos encontram-se descritos nos Anexos II-A a XI-A, e as características físico-químicas nos anexos II-B a XI-B. As características físico-químicas mais relevantes do horizonte superficial (camada 0-25 cm) das amostras de solo utilizadas nos ensaios biológicos encontram-se no Quadro III.1.

Quadro III.1 - Caracterização físico-química das amostras de solos

Solo n ^o	Tex- tura	Granulometria (%)				MO %	pH		Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)					
		AG	AF	L	Arg		H ₂ O	KCl	Ca	Mg	K	Na	Ac	CTCe
3	F1	4,5	35,0	47,7	12,8	1,4	7,1	6,1	6,40	1,13	1,13	0,14	0,14	8,66
4	F1	16,8	40,9	32,4	9,8	0,7	7,3	5,8	8,07	0,54	0,12	0,08	0,12	8,91
9	Fa	44,7	29,1	15,5	10,6	0,9	6,1	5,0	3,05	0,27	0,17	0,03	0,16	3,65
10	Fa	44,3	30,0	14,8	10,5	0,6	5,1	3,9	4,09	1,58	0,16	0,07	1,70	7,60
12	Fa	11,1	57,0	16,1	15,5	1,8	6,5	5,1	5,64	5,60	0,21	0,04	0,16	11,62
13	Fag	15,6	38,6	18,4	27,3	1,7	6,4	4,5	11,06	6,00	0,11	0,18	0,23	17,58
14	F1	18,4	42,5	26,3	12,9	1,1	6,1	4,3	5,44	2,72	0,08	0,09	0,30	8,63
15	Fa	40,0	39,5	11,5	8,7	3,0	5,4	4,3	1,35	0,40	0,10	0,07	0,86	2,80
16	Fa	13,2	58,4	20,5	7,8	12,5	4,7	4,1	0,40	0,30	0,18	0,05	3,11	4,02
20	F	24,7	39,0	24,0	12,3	0,8	5,3	3,8	1,73	0,43	0,16	0,04	1,24	3,60

AG - areia grossa; AF - areia fina; L - limo; Arg - argila; MO - matéria orgânica;
Ac - acidez de troca; CTCe - capacidade de troca catiónica efectiva

As análises foram realizadas de acordo com a metodologia utilizada no Laboratório de Solos e Fertilidade da UTAD:

- Granulometria - método da pipeta de Robinson (Silva, 1987);
- Teor de matéria orgânica - oxidação por via húmida com dicromato de sódio (Schulte, 1981);
- K₂O e P₂O₅ assimiláveis - método de Égner-Riehm (Balbino, 1968);
- pH (H₂O) e pH (KCl) em suspensões de solo: solução de 1: 2,5;
- Bases de troca - extracção com acetato de amónio (Thomas, 1982);
- Acidez de troca - extracção com KCl 1M não tamponizado (Barnhisel e Bertsch, 1984);
- Capacidade de troca catiónica efectiva - soma das bases de troca mais a acidez de troca.

1.2- ANÁLISE MINERALÓGICA

1.2.1 - Identificação dos minerais da rocha subjacente

A identificação dos minerais constituintes da rocha subjacente ao solo foi realizada por observação ao microscópio de lâminas delgadas (espessura de 0,03 mm) das rochas. A preparação das lâminas e a identificação dos minerais foi executada no laboratório de Geologia da UTAD. Os resultados que se apresentam foram determinados em função da proporção relativa dos minerais observáveis na lâmina delgada. Estes resultados encontram-se nos Anexos II-A a XI-A, juntamente com a descrição dos perfis dos solos.

1.2.2 - Identificação dos minerais do solo por difracção de Raios X

A análise mineralógica dos solos foi realizada na fracção fina do solo ($< 2\text{mm}$) da camada superficial, até à profundidade de 25 cm. Foram analisadas por difracção de Raios X (RX) as fracções argila ($< 2\text{ }\mu\text{m}$), limo (2 - 20 μm) e a areia muito fina (20 - 50 μm).

A preparação das amostras, os difractogramas de RX e a sua interpretação foram realizados na Secção de Mineralogia do Departamento de Pedologia da Estação Agronómica Nacional. A metodologia utilizada na preparação das amostras foi descrita por Vieira e Silva (1983). As amostras que apresentaram picos com espaçamento a 14 Å foram sujeitas aos seguintes tratamentos: adição de glicerol para identificação dos minerais expansivos; aquecimento a 550 °C para separação dos picos da vermiculite e clorite. Fez-se ainda, numa das amostras, a identificação da vermiculite-Al após a extracção do alumínio com citrato de sódio. Os resultados semi-quantitativos que apresentamos foram determinados pela relação entre a intensidade dos picos de cada mineral e dos picos correspondentes de minerais padrão analisados previamente.

1.2.3 - Identificação dos minerais de argila por absorção de Raios Infravermelhos

A identificação dos minerais incidiu apenas sobre a fracção argila ($< 2\text{ }\mu\text{m}$). A preparação das amostras, os espectrogramas e a sua interpretação foram realizadas no laboratório de Mineralogia do Departamento de Agronomia da Universidade de Purdue (EUA). A metodologia utilizada na preparação de amostras encontra-se descrita em White (1977), e consiste na sedimentação duma suspensão de argila sobre uma lâmina de vidro. Com o objectivo de se reduzir a dispersão da luz, a suspensão de argila é coberta, após a secagem, com um filme de óleo mineral (Nujol). A incidência de Raios Infravermelhos

(IV) entre as frequências de 3800 e 3300 ondas por centímetro (3800 cm^{-1} a 3300 cm^{-1}) permite a obtenção dum espectro de absorção dos modos vibracionais dos grupos OH.

O objectivo principal da execução das análises por espectometria de IV foi a de completarmos e rectificarmos os resultados obtidos por difracção de RX, em especial no que diz respeito às quantidades de caulinite e gibsite. Quando a análise é realizada por RX, a intensidade dos picos da caulinite, está muito dependente da ordem (ou desordem) dos cristais, enquanto que por IV o que se observa são as vibrações de tensão dos grupos OH dos cristais; além disso, a difracção de RX de amostras sedimentadas favorece os cristais de menores dimensões que se depositam em último lugar, enquanto que por IV a luz é transmitida através da amostra e é possível observar todo o material amorfo e cristalizado. Deste modo, os espectros obtidos por IV podem ser úteis na rectificação dos resultados obtidos por RX.

1.3- MÉTODOS DE EXTRACÇÃO DO K

1.3.1 - K solúvel

O K solúvel foi determinado pelo método de percolação de Adams (1974). Este método consiste no preenchimento duma coluna cilíndrica com solo cuja percentagem de humidade é próxima da capacidade de campo. O fundo da coluna é poroso para se poder colher a solução do solo. A amostra ($< 2\text{mm}$) é humedecida lentamente com água desionizada que vai sendo adicionada gota a gota no topo da coluna. Este processo deve ser lento para que a água que é adicionada por cima não atravesse a coluna sem que primeiro tenha sido equilibrada com a fase sólida do solo, o que aliás também pode ser evitado compactando convenientemente o solo dentro do cilindro. Logo que se recolhem as primeiras gotas de líquido o solo terá um teor de água correspondente a um valor de pF entre 0 e 1,4, terminando aqui o humedecimento do solo. A coluna de solo fica assim em repouso por um período de tempo até que se obtenha o equilíbrio entre a fase sólida e líquida do solo. O equilíbrio está em geral completo após 12 horas. Findo este período inicia-se a percolação da solução do solo. Devido ao facto da parte inferior da coluna do solo estar saturada, por cada gota de água que é adicionada na parte superior, também uma gota da solução do solo é recolhida na parte inferior da coluna. A zona saturada com a solução do solo desloca-se para baixo devido à pressão hidrostática que se exerce quando se adiciona a água desionizada à superfície do solo. Devido ao elevado comprimento da coluna de solo não há contaminação ou diluição da solução do solo quando se adiciona a água à superfície.

Utilizámos colunas de solo com 20 a 25 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro. Para humedecimento do solo e percolação utilizámos uma bomba peristáltica. O tempo de equilíbrio do solo foi de cerca de 16 horas. A recolha da solução do solo demorou 4 a 8 horas e recolhemos cerca de 20 ml de líquido. Esta solução foi filtrada e o K determinado por fotometria de chama.

1.3.1.1 - Concentração do K em solução aquosa

A determinação do K em solução foi realizada nas 10 amostras de solo, que foram mantidas a um teor de água cujo pF era próximo de 2,7 por um período de 21 dias e à temperatura de 16°C.

1.3.1.2 - Efeito da calagem e da temperatura de incubação na concentração do K da solução do solo

As amostras 15 e 16 foram sujeitas em dois ensaios separados a diferentes temperaturas de incubação e níveis de calagem.

Ensaio 1. As amostras sofreram um tratamento com dois níveis de calagem⁽¹⁾, utilizando-se para o efeito o Ca(OH)_2 (solo 15 - 0 e 1,11 g kg⁻¹; solo 16 - 0 e 2,60 g kg⁻¹) e duas temperaturas de incubação (16°C e 35°C), com um teor de água próximo do pF 2,7, durante 30 dias.

Ensaio 2. O objectivo principal deste ensaio foi o de comparar a concentração do K em solução com a evolução entretanto ocorrida nos níveis de nitratos e acidez, após temperaturas diferentes de incubação. Antes da incubação os solos foram corrigidos com Ca(OH)_2 (solo 15 - 1,11 g kg⁻¹; solo 16 - 2,60 g kg⁻¹). As temperaturas utilizadas foram 12°C e 32°C durante um período de 35 dias. Os teores de humidade dos solos foram idênticos aos do ensaio anterior.

O teor de nitratos na solução do solo foi determinado pelo método do ácido fenoldissulfónico (Carson, 1980). Os métodos utilizados na medição do pH e na determinação da acidez de troca foram já referidos na secção 1.1.

Os resultados destes dois ensaios, indicados no Quadro III.8.1 e no Quadro III.8.2, representam a média de duas repetições. Chamamos a atenção para o facto destes dois ensaios não serem comparáveis entre si, na medida em que foram realizados em períodos do ano diferentes, isto é, a amostra do solo donde se partiu, embora pertencente ao mesmo solo, esteve armazenada sob condições de temperatura e humidade diferentes.

⁽¹⁾ Os quantitativos de K aplicados aos solos foram calculados com base no método de Kamprath (1970).

1.3.2 - K permutável

Utilizámos o método tradicional de extracção do K de troca com o acetato de amónio 1N a pH 7. A concentração do K foi medida por fotometria de chama de acordo com o método descrito por Knuden *et al* (1982). A quantidade extraída por este método determina o K adsorvido às cargas negativas das argilas e da matéria orgânica mais o K que se encontra em solução. Como tínhamos referido nas secções 1.1.2.2 e 1.2.2 (Capítulo II), a quantidade de K extraído pode ser afectada pelo tratamento prévio da amostra de terra. Assim, o K permutável foi determinado não só na amostra de terra seca ao ar mas também na amostra húmida. Neste último caso, a amostra colhida no campo não foi sujeita a secagem, mas foi-lhe adicionada uma quantidade de água de modo a manter o seu teor de água a um pF próximo de 2,7 durante um período de 30 dias.

1.3.3 - "K assimilável"

O "K assimilável" foi determinado utilizando o método de Égner-Riehm. A extracção é feita com uma solução de lactato de amónio e ácido acético tamponizado a um pH próximo de 3,7. Este método está descrito em Balbino (1968).

Os resultados apresentados no Quadro III.7 estão expressos em cmolc kg^{-1} e em mg kg^{-1} de K_2O .

1.3.4 - K não permutável ou K de reserva (HNO_3)

Neste método o solo é fervido com ácido nítrico 1N durante 10 minutos sobre a chama; após a filtragem o extracto é diluído com HNO_3 0,1 N de acordo com o método descrito por Knuden *et al* (1982). A quantidade de K não permutável, também designado por K de reserva, calcula-se por subtracção do K extraído por este método menos o K de troca.

1.3.5 - K total

Determinou-se o K total após digestão das amostras com uma mistura dos ácidos fluorídrico e perclórico. Neste método os aluminossilicatos são completamente destruídos libertando o K. O método que utilizámos é descrito por Knuden *et al* (1982).

1.4- CURVAS TAMPÃO DO K

As curvas tampão do K foram determinadas fazendo variar nos diferentes solos o nível do K pela aplicação de doses crescentes de KCl. Prepararam-se várias soluções com concentrações diferentes de KCl, as quais foram aplicadas aos solos por meio de um atomizador. Os solos foram humedecidos até atingirem um teor de água correspondente

ao pH 2,7 e incubados à temperatura de 16°C durante 21 dias. Ao fim deste período de incubação determinou-se o K permutável e o K em solução conforme descrito em 1.3.1 e 1.3.2. O K permutável (K_t) foi calculado de acordo com a relação E.II.1:

$$K_t = K(\text{NH}_4\text{OAc}) - \theta K(\text{H}_2\text{O}) \quad (\text{E.II.1})$$

em que $K(\text{NH}_4\text{OAc})$ indica a quantidade do K extraído com o acetato de amônio, θ o teor de água do solo e o $K(\text{H}_2\text{O})$ a quantidade do K em solução aquosa.

Os quantitativos de K adicionados aos solos variaram, na maioria dos casos entre 0 e 100 mg kg⁻¹ de solo, com exceção das amostras 3, 4 e 13. No Quadro III.2 estão indicadas as quantidades aplicadas a cada um deles. Dado que o nível de K do solo 3 era já muito elevado, não se aplicou K, mas procurou-se esgotar o nível do K com diferentes períodos de cultivo ou lixiviação do solo com quantidades elevadas de água, seguidas de incubação. Por outro lado, devido ao elevado poder de fixação de K dos solos 4 e 13 tornou-se necessário aplicar a estes últimos níveis mais elevados de K, como se indica no Quadro III.2. Para a maioria dos solos foi incluído mais um ponto na curva tampão do K, correspondente a uma situação de esgotamento do K. Este dado foi obtido analisando o solo após o seu cultivo com uma cultura esgotante (ensaio descrito no Capítulo IV).

Como se observa no Quadro III.1, os solos 10, 15, 16, e 20 têm valores do pH inferiores a 5,5 e foram, por isso, sujeitos à calagem antes de serem cultivados, podendo-se, deste modo, estudar também o efeito da calagem sobre o poder tampão do solo para o K. Assim aplicaram-se aos solos as seguintes quantidades de $\text{Ca}(\text{OH})_2$: solo 10 - 1,33 g kg⁻¹; solos 15 e 20 - 1,11 g kg⁻¹; solo 16 - 2,60 g kg⁻¹. O período e temperatura de incubação foram idênticos aos referidos anteriormente.

Quadro III.2 - Quantidades de K adicionadas aos solos

Solo	K adicionado (mg kg ⁻¹ de solo)									
	0	25	50	75	100	150	200	300	350	500
3	X									
4	X		X	X	X	X	X			
9	X	X	X	X	X					
10	X	X	X	X	X					
10 c/cal	X	X	X	X	X					
12	X		X	X	X					
13	X		X	X	X					
14	X	X	X	X	X		X	X	X	X
15	X	X	X	X	X					
15 c/cal	X	X	X	X	X					
16	X	X	X	X	X					
16 c/cal	X	X	X	X	X					
20	X	X	X	X	X					
20 c/cal	X	X	X	X	X					

1.5- FIXAÇÃO DO K

A aplicação aos solos de níveis crescentes de KCl permitiu não só a obtenção das curvas tampão, mas também avaliar o poder do solo para fixar o K em formas não permutáveis. Assim, a quantidade de K fixado foi determinada por diferença entre o K adicionado e a variação do K permutável.

2- RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.1- COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS

Nos Quadros III.3, III.4 e III.5 apresentamos os resultados da análise mineralógica das fracções argila, limo e areia muito fina, realizada por difracção de RX. Os resultados obtidos para a fracção argila através de espectrometria de IV apresentam valores bastante concordantes com aqueles. Contudo, os valores estimados por IV para a caulinite das amostras 3, 4, 10, 12 e 14 estão mais de acordo com os valores indicados por RX que se apresentam em segundo lugar na coluna da caulinite (Quadro III.3). Na Fig. III.2 apresentam-se também, a título de exemplo, os espectrogramas das amostras 3 e 10. Nestes diagramas podem observar-se os picos referentes à caulinite a 3700 cm^{-1} , e as bandas espectrais dos minerais 2:1 a cerca de 3620 e a 3400 cm^{-1} . Esta última banda está associada às moléculas de água dos minerais expansíveis.

Quadro III.3 - Composição mineralógica da fracção argila ($< 2\text{ }\mu\text{m}$)

Amostra nº	K	I	M	V	Cl	Cl-V	I-V
3	3/2	3	1	-	1	1	-
4	3/2	3	2	1	-	1	-
9	3/4	2	-	1	-	-	1
10	1/2	1	3	-	-	1	-
12	v/1	-	2	-	3	1	-
13	1	-	4	1	-	-	-
14	1/2	1	-	1	1	3	-
15	3	1	-	2	-	-	-
16	3	1	-	1	-	-	2*
20	2	3	-	1	-	-	1

K- caulinite; I- ilite; M- montmorilonite; V- vermiculite;
 Cl - clorite; Cl-V - interestratificado clorite-vermiculite;
 I-V- interestratificado ilite-vermiculite; *sobretudo vermiculite-Al
 v - vestígios; 1- $<10\%$; 2- $10\text{-}20\%$; 3- $20\text{-}40\%$; 4- $40\text{-}60\%$

Quadro III.4 - Composição mineralógica da fracção limo (2-20 μm)

Amostra nº	Q	Pg	Mi	Anf	K	V	M	Cl	Cl-V	Mi-V
3	v	1	3	-	2	v	v	-	-	-
4	v	v	3	-	2	1	v	-	-	-
9	1	v	2	-	2	-	-	-	-	-
10	1	v	2	-	2	v	2	-	-	-
12	1	1	1	2	-	-	1	2	-	-
13	-	-	1	v	-	-	4	-	-	-
14	-	-	1	-	2	-	-	-	3	-
15	2	2	1	-	1	1	-	-	-	-
16	2	-	1	-	2	1	-	-	-	1
20	1	v	2	-	2	2	-	-	-	-

Q - quartzo; Pg- plagioclase; M- mica (moscovite + biotite); Cl- clorite;

K - caulinite; Anf - anfíbola; V - vermiculite; M - montmorilonite;

Cl-V - interestratificado clorite-vermiculite;

Mi-V - interestratificado mica-vermiculite; v - vestígios;

1 - <10%; 2 - 10-20%; 3 - 20-40%; 4 - 40-60%

Quadro III.5 - Composição mineralógica da fracção areia muito fina (20-50 μm)

Amostra nº	Q	Pg	Mi	F	K	Anf	Tl	Cl
3	3	2	1	-	v	-	-	-
4	4	2	v	-	v	-	-	-
9	4	v	1	-	v	-	-	-
10	3	2	1	-	v	-	-	-
12	-	1	-	1	-	3	1	1
13	3	2	-	v	-	1	-	-
14	-	2	1	-	-	3	-	1
15	2	2	1	1	1	-	-	-
16	3	1	1	-	1	-	-	-
20	4	2	1	-	1	-	-	-

Q- quartzo; Pg- plagioclase; M- mica(moscovite + biotite); Tl- talco;

F - feldspato; K - caulinite; Anf - anfíbola; Cl - clorite; v - vestígios;

1 - <10%; 2 - 10-20%; 3 - 20-40%; 4 - 40-60%

A caulinite apresenta um pico bastante específico perto dos 3700 cm^{-1} , que corresponde aos grupos OH da camada exterior octaédrica, mais dois pequenos picos a cerca de 3680 e 3655 cm^{-1} e um quarto a 3620 cm^{-1} . O tamanho destes picos está correlacionado com o teor de caulinite pela lei de Beer (Ahrlrichs *et al*, 1965) e pode, por esta razão, ajudar a interpretar os resultados obtidos por RX. A banda de absorção dos minerais 2:1 encontra-se perto dos 3620 cm^{-1} e corresponde aos grupos OH da camada octaédrica situados sobre o orifício hexagonal da camada tetraédrica. A caulinite também apresenta, como acabámos de referir, um pico nesta frequência, que se encontra incluído na banda de absorção dos minerais 2:1. Assim, atendendo à intensidade dos picos da caulinite a 3700 cm^{-1} e à banda de absorção a 3620 cm^{-1} dos minerais 2:1 (Fig.III.2) e comparando os diagramas das amostras 3 e 10 parece-nos legítimo concluir que aquelas

duas amostras têm valores semelhantes de caulinite. Com o objectivo de estimarmos a proporção de caulinite relativamente aos minerais 2:1 determinámos a razão entre as absorvâncias dos picos a 3700 e 3620 cm^{-1} . Apesar da razão entre os picos a 3700 e 3620 cm^{-1} não ser muito quantificável (as argilas 2:1, além de absorverem na frequência dos 3620 cm^{-1} também apresentam picos antes e depois dessa frequência), esta razão pode dar-nos uma indicação da abundância de caulinite relativamente aos minerais 2:1. Assim, no Quadro III.6 apresentamos as razões entre as absorvâncias dos picos das amostras analisadas a 3700 e 3620 cm^{-1} .

A presença de picos a 3700 cm^{-1} nos espectros das amostras 3, 10, 12, 13, 14, 15, 16 e 20 indicam níveis significativos de caulinite. As razões entre picos indicam níveis semelhantes de caulinite nas amostras 3, 10, 12, 13 e 20, um nível inferior na amostra 4 e maior quantidade nas amostras 14, 15 e 16. Contudo, nas amostras 12, 13 e 14 provenientes de solos que se formaram sobre rochas básicas existe a possibilidade dos espectrogramas de IV sobrestimarem o pico da caulinite porque os minerais trioctaédricos com Mg em todas as posições octaédricas tendem a apresentar também um pico perto dos 3700 cm^{-1} .

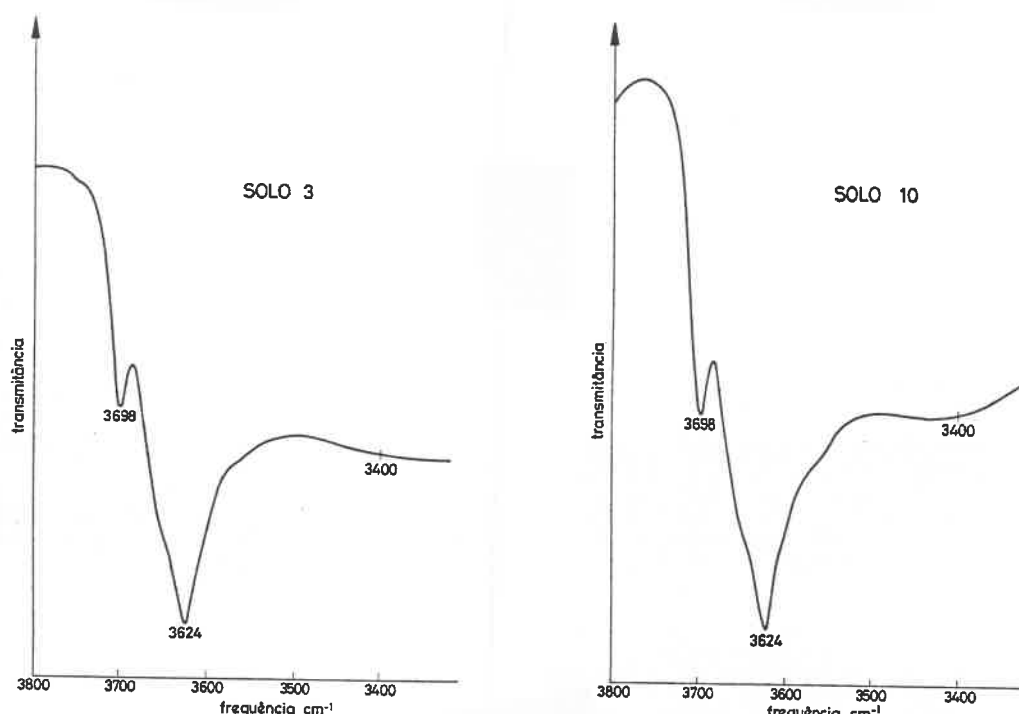


Fig.III.2 - Diagramas dos solos 3 e 10 obtidos por espectrometria de Raios Infravermelhos.

Quadro III.6 - Razão entre os picos a 3700 e a 3620 cm^{-1} de amostras de argila

Amostra nº	absorvância do pico a 3700 cm^{-1} absorvância do pico a 3620 cm^{-1}
4	0,15
3	0,22
10	0,24
20	0,25
12	0,29
13	0,31
15	0,45
16	0,46
14	0,47

No que se refere à gibsita, os resultados de IV não mostram evidência de picos nas frequências de 3530, 3460, 3400 e 3380 cm^{-1} . No entanto, a amostra 15 apresenta um ligeiro indício da presença de gibsita.

Entre os solos estudados podem distinguir-se alguns grupos que apresentam certas afinidades quanto à origem da rocha-mãe ou material originário, quanto à posição topográfica e teores de matéria orgânica. Assim, nos solos 9, 10 e 15 a rocha subjacente é o granito, que é alcalino no caso do solo 15 e calco-alcalino nos solos 9 e 10. Nos solos 12, 13 e 14 a rocha subjacente é básica, com teores elevados de minerais máficos. Os solos 3, 4, 10, 12 e 13 estão localizados numa posição topográfica que permite a acumulação de materiais e onde pode ocorrer drenagem deficiente. Os solos 9, 10 e 13 estiveram sujeitos à influência de sedimentos argiláceos depositados sobre a rocha-mãe. Embora o horizonte superficial do perfil 9 não apresente estes sinais na composição da argila, apresenta a 25 cm um horizonte com elevado teor duma argila plástica. Os solos 15 e 16 (Montalegre) têm os teores mais elevados de matéria orgânica devido à elevada precipitação, drenagem por vezes deficiente e baixas temperaturas que ocorrem na região. Os solos 16 e 20 formaram-se ambos a partir de xistos do Silúrico. O solo 16, porém, apresenta sinais de uma meteorização mais intensa.

A composição mineralógica da fracção argila e limo destes solos parece reveladora daquelas condições. Por exemplo:

- a) presença de caulinite em quantidades apreciáveis e ainda de ilite-mica e vermiculite nos solos derivados de granitos (9, 10, 15);
- b) presença de montmorilonite⁽²⁾ nos solos situados nas zonas depressionárias (3, 4, 10, 12, 13) e em maior quantidade nos solos que se formaram sobre depósitos sedimentares argilosos (10, 13);

(2) O termo montmorilonite é utilizado, neste trabalho para designar o grupo de minerais expansíveis que mais recentemente se convencionou chamar esmectites.

- c) presença de clorite e interestratificados clorite-vermiculite nos solos que se formaram a partir da rocha-mãe básica (12, 14) e ausência ou quantidade reduzida de ilite-mica;
- d) presença de quantidade elevada de ilite-mica nos solos derivados de aluviões ou coluviões (3, 4);
- e) os minerais predominantes da fracção argila nos solos de regiões com precipitação elevada e com teor elevado em matéria orgânica são a caulinite e vermiculite (15, 16), mas apenas o 16 apresenta vermiculite-Al;
- f) os solos derivados de xistos do Silúrico (16, 20) apresentam uma composição mineralógica que é reveladora de condições de meteorização muito diferentes. Assim o solo de Mirandela (20) apresenta maior quantidade de mica-ilite que o solo de Montalegre (16), enquanto que este último assinala a presença de vermiculite-Al (a precipitação média de Montalegre é de 1456 mm, enquanto que a de Mirandela é de 504 mm⁽³⁾).

2.2 - FORMAS DO K NO SOLO

No Quadro III.7 apresentam-se os resultados das análises dos solos relativamente ao K em solução (K-H₂O), K de troca (K-NH₄OAc), K "assimilável" (K-E.Riehm), K-HNO₃, K de reserva (K-HNO₃ - K-NH₄OAc) e K total. Todos estes resultados foram obtidos utilizando amostras de terra secas ao ar. Os valores apresentados são médias de pelo menos duas repetições exceptuando os valores referentes ao K total. Em relação a este último foi feita apenas uma análise de cada solo.

Quadro III.7 - Teores de K solúvel em água (K-H₂O), K de troca (K-NH₄OAc), K "assimilável" (K-E.Riehm), K - HNO₃, K de reserva e K total

Solos	K H ₂ O μmol l ⁻¹	K NH ₄ OAc cmolc kg ⁻¹	K E.Riehm cmolc kg ⁻¹	K ₂ O E.Riehm mg kg ⁻¹	K HNO ₃ cmolc kg ⁻¹	K Reserva cmolc kg ⁻¹	K Total cmolc kg ⁻¹
3	2360	1,13	1,44	676	6,43	5,30	88,72
4	108	0,12	0,17	80	1,74	1,62	69,74
9	201	0,17	0,20	96	1,82	1,65	68,72
10	362	0,16	0,22	104	1,53	1,37	81,00
12	220	0,21	0,28	131	0,70	0,49	9,23
13	10	0,11	0,17	81	0,31	0,20	10,26
14	151	0,08	0,11	55	0,21	0,13	3,08
15	133	0,10	0,19	91	0,96	0,86	114,87
16	166	0,18	0,19	90	1,67	1,49	34,36
20	308	0,16	0,21	100	1,28	1,12	82,05

(3) Serviço Meteorológico Nacional (1970)

2.2.1 - Efeito da calagem e da temperatura de incubação na concentração do K em solução

Durante a execução do ensaio, fomos observando, que a temperatura de incubação das amostras de terra tinha um efeito acentuado nos teores de K em solução nas amostras 15 e 16, ambas da região de Montalegre, enquanto que nas restantes a temperatura não influenciou os teores de K em solução. As amostras 15 e 16 possuíam em comum o facto de terem os teores mais elevados de matéria orgânica.

No Quadro III.8.1 apresenta-se a variação do K em solução com a calagem e a temperatura de incubação. O efeito da calagem sobre a acidez de troca e CTCe pode ser avaliado comparando os valores iniciais (cfr. Quadro III.1) com os finais (cfr. Quadro III.10). Pode observar-se que enquanto a calagem provocou uma diminuição da concentração do K, a elevação da temperatura conduziu a um aumento do K em solução. A elevação do pH do solo devido à calagem diminui, como seria de esperar, a quantidade do alumínio adsorvido aos colóides, libertando vários locais de adsorção, que passam a estar ocupados por cationes básicos, particularmente pelo Ca. Como já se referiu, o deslocamento do Ca pelo K é mais fácil do que o deslocamento do H e Al, quando estes predominam no complexo de troca. O aumento da quantidade do K adsorvido nos colóides diminui naturalmente a sua concentração na solução do solo. Por outro lado, os solos com teor elevado de matéria orgânica possuem elevado número de cargas dependentes do pH. O aumento do pH vem assim acompanhado pelo aumento da CTCe, e por conseguinte, é potencialmente maior o número de locais onde o K pode ficar ligado.

Quadro III.8.1 - Variação do K da solução do solo com a temperatura de incubação e a calagem

Solos	Temperatura de incubação	
	16°C	35°C
	$\mu\text{mol l}^{-1}$	
15 s/cal	133	638
15 c/cal	42	253
16 s/cal	166	551
16 c/cal	25	358

Bartlett e McIntosh (1969) e Curtin e Smillie (1983) observaram também uma diminuição acentuada da actividade do K em solução após a calagem de diversos solos ácidos. Bartlett e McIntosh (1969) estudaram aquele feito num solo podzólico com 5,6% de matéria orgânica e sugeriram que a maioria dos locais de troca disponíveis após a calagem eram de origem orgânica, e que antes da correcção da acidez, esses locais eram ocupados por hidróxidos de alumínio não permutáveis (com um sal neutro).

Também se observa no Quadro III.8.1 que a calagem teve um efeito mais acentuado na redução do K em solução no solo 16, o que se atribui ao decréscimo maior da actividade do alumínio ocorrida neste solo. Com efeito, a diminuição da acidez de troca foi mais acentuada na amostra 16 (de 3,11 para 0,71 cmolc kg⁻¹) do que na 15 (de 0,86 para 0,32 cmolc kg⁻¹) (cfr. Quadro III.1 e III.10), o que naturalmente originou que uma maior percentagem do K, anteriormente em solução, passasse a fazer parte do complexo de troca naquele solo.

A temperatura de incubação teve, por sua vez, um efeito contrário ao da calagem, isto é, deu origem a um aumento do K em solução. Tal acréscimo foi, no entanto, maior nos solos em que se efectuou a calagem, resultados que nos levaram a conceber um outro ensaio com o objectivo de testar o efeito da temperatura de incubação na actividade biológica do solo.

No Quadro III.8.2 apresentam-se os valores da concentração do K na solução do solo, pH e acidez de troca e, ainda, a variação da concentração de nitratos em função de duas temperaturas de incubação. Como se observa, o aumento da concentração do K foi acompanhado de um aumento do teor de nitratos. Os resultados sugerem, pois, que a elevação da temperatura de incubação provoca, como seria de esperar, um aumento da actividade biológica que se traduz por um aumento da nitrificação. Como é conhecido, o processo de nitrificação vem acompanhado da produção de hidrogeniões. No Quadro III.8.2 pode observar-se, embora de forma pouco evidente, uma tendência para a acidificação, que vem traduzida por um ligeiro abaixamento do pH e aumento da acidez de troca.

Quadro III.8.2 - Efeito da temperatura de incubação na concentração do K em solução, no teor de nitratos e na acidez do solo

Solo	Temperatura °C	K solução μmol l ⁻¹	Acidez de troca cmolc kg ⁻¹	pH		Nitratos cmolc kg ⁻¹
				H ₂ O	KCl	
15	12	243	0,23	6,5	5,4	19,35
15	32	348	0,25	6,4	5,4	33,87
16	12	37	0,77	5,9	4,8	77,42
16	32	50	1,00	5,8	4,8	87,10

A acidificação do solo, apenas ligeira, poder-se-á atribuir ao tempo reduzido de incubação. Curtin e Smillie (1983) observaram que a duração do período de incubação provocava um aumento acentuado da concentração dos cátions básicos, dos nitratos e do alumínio na solução do solo. Os autores utilizaram períodos de incubação de 5, 27 e 52 semanas. Períodos de incubação de 5 semanas tiveram também um efeito pouco notório.

Podemos, então, concluir que, relativamente à disponibilidade do K, a matéria orgânica desempenha um papel importante nos solos 15 e 16. A mineralização de matéria

orgânica, mais acentuada no Verão, conduzirá não só a uma acidificação do solo como a um aumento do nível do K em solução.

2.2.2 - Efeito da secagem ao ar das amostras nos teores do K permutável

No Quadro III.9 indicam-se os resultados do K permutável referentes a amostras secas ao ar e amostras húmidas. Os valores apresentados são médias de pelo menos três repetições. A interpretação estatística foi feita pelo teste de Student.

Os resultados apresentados indicam que, na maioria dos casos, não houve uma diferença significativa no teor do K permutável pelo facto de se ter sujeito a amostra à secagem.

No Quadro III.9 estão indicados dois valores para um dos solos (solo 3 e 3A), mas apenas o solo 3A apresenta uma diferença significativamente inferior quando sujeito à secagem ao ar.

Quadro III.9 - K de troca em amostras húmidas e secas ao ar

Solos	K de troca (cmolc kg ⁻¹)		
	húmidas	secas ao ar	
3	1,17	1,13	NS
3A	0,60	0,31	***
4	0,12	0,12	NS
9	0,14	0,17	NS
10	0,20	0,16	NS
12	0,20	0,21	NS
13	0,10	0,11	NS
14	0,08	0,08	NS
15	0,10	0,10	NS
16	0,17	0,18	NS
20	0,16	0,16	NS

*** Diferença altamente significativa pelo teste de Student;
NS-diferença não significativa

Salientamos o facto destas amostras representarem o mesmo solo. Foram colhidas exactamente no mesmo local, tendo, porém, decorrido um período de dois anos entre a sua colheita. A amostra 3A foi colhida dois anos depois da amostra 3 e o solo foi durante esse período cultivado com trigo, tendo entretanto decrescido o nível do K de troca. De acordo com os dados, o efeito da secagem não foi o mesmo neste solo. Quando o teor de K de troca apresentava um valor elevado, a secagem não teve qualquer efeito neste parâmetro, mas quando o teor de K era inferior, a secagem da amostra reduziu para metade a quantidade de K extraída pelo acetato de amónio. Como já tínhamos referido em 1.1.2.2 (Capítulo II), os resultados encontrados por vários autores no que diz respeito à maior ou menor quantidade do K extraído pelo acetato de amónio

com amostras previamente secas ou não é muito diverso, estando sobretudo dependente dos tipos de minerais argilosos dominantes e do nível do K na solução do solo. Relativamente à amostra 3A (cujo nível de saturação em K é inferior à da 3) poder-se à pôr a hipótese da existência de zonas cuneiformes nos minerais micáceos, que teriam retido o K após a secagem. A retenção do K terá provocado o colapso dos rebordos dos minerais diminuindo assim a quantidade do K extraído pelo acetato de amónio.

Pelos resultados obtidos nestes solos parece não se justificar a determinação do K permutável nas amostras húmidas, como tem sido sugerido por alguns laboratórios (Tabatabay e Hanway, 1969 e McLean e Watson, 1985).

2.3- CURVAS TAMPÃO DO K

As curvas tampão do K, isto é, a relação entre o K de troca e a concentração do K em solução, encontram-se representadas nas Fig. III.3 a Fig. III.12. O K de troca é expresso em $\mu\text{mol cm}^{-3}$ de solo e o K em solução em $\mu\text{mol cm}^{-3}$ de solução. Salientamos que, no caso das curvas tampão, o K de troca não inclui o K em solução, uma vez que este último foi subtraído à quantidade do K extraído pelo acetato de amónio.

Em cada um dos gráficos apresentados para cada solo encontram-se as respectivas equações de regressão e os coeficientes de determinação. Como se pode observar, a curva tampão é umas vezes representada por uma recta e outras vezes por uma regressão não linear de tipo exponencial. O poder tampão do solo para o K (b - grandeza adimensional) é portanto dado pela inclinação da recta de regressão nuns casos e pela tangente à curva nos outros. Nos casos em que os valores observados não se ajustaram a uma recta eles foram ajustados à equação de Freundlich vulgarmente utilizada para descrever fenómenos de adsorção (Thomas, 1974 e Barber, 1984) e em geral apresentada na forma

$$C_s = n C_l^p \quad (\text{E. III.2})$$

em que C_s é o K adsorvido, C_l a concentração do K na solução do solo, e em que n e p são constantes empíricas. Assim nalguns solos b é constante e noutros o valor de b varia consoante o nível do K em solução, isto é tende a diminuir quando a sua concentração em solução aumenta.

Nos solos cujo pH foi corrigido (amostras 10, 15, 16 e 20) as curvas tampão do solo corrigido e não corrigido encontram-se representadas na mesma figura para cada um dos solos. Os valores do pH, acidez de troca e CTC_e atingidos após a calagem encontram-se no Quadro III.10.

Quadro III.10 - Valores do pH, acidez de troca e CTC_e após a calagem.

Solo	pH		Acidez de troca cmolc kg ⁻¹	CTC _e cmolc kg ⁻¹
	H ₂ O	KCl		
10	6,8	5,5	0,11	8,40
15	5,9	4,8	0,32	4,37
16	5,3	4,7	0,71	5,06
20	5,8	4,5	0,31	4,72

Os resultados obtidos indicam em linhas gerais:

a) um efeito acentuado da correcção do pH no valor de b . Assim, o poder tampão do solo para o K aumentou entre duas a cinco vezes nos solos 10, 15, 16 e 20 (Fig. III.6, Fig. III.10, Fig. III.11 e Fig. III.12). Como é óbvio, o baixo valor de b nos solos cujo pH não foi corrigido conduz a que a quantidade de K em solução seja muito superior (2 a 3 vezes) nestas condições, para o mesmo nível de K adicionado.

Como se pode observar no Quadro III.10, os valores do pH atingidos após a calagem dos solos 15, 16 e 20 não são muito elevados. A aplicação de maiores quantidades de Ca(OH)₂ teria certamente conduzido a subidas ainda mais acentuadas do poder tampão destes solos.

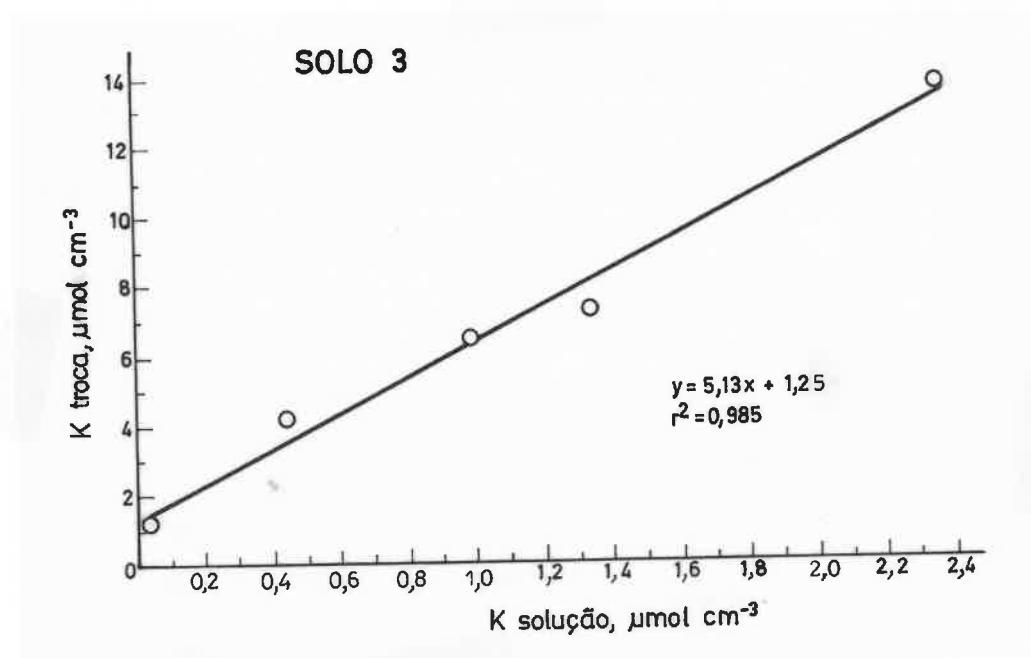


Fig. III.3 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 3. O coeficiente angular da recta indica o valor do poder tampão do solo para o K.

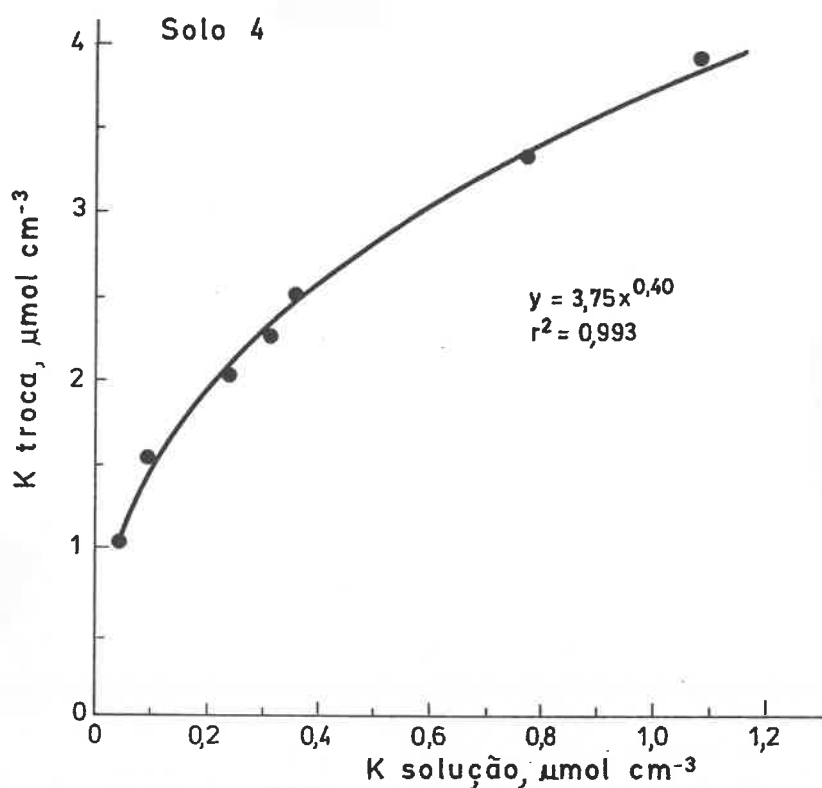


Fig. III.4 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 4 descrita de acordo com a equação de Freundlich. O valor do poder tampão do solo para o K é dado por dy/dx .

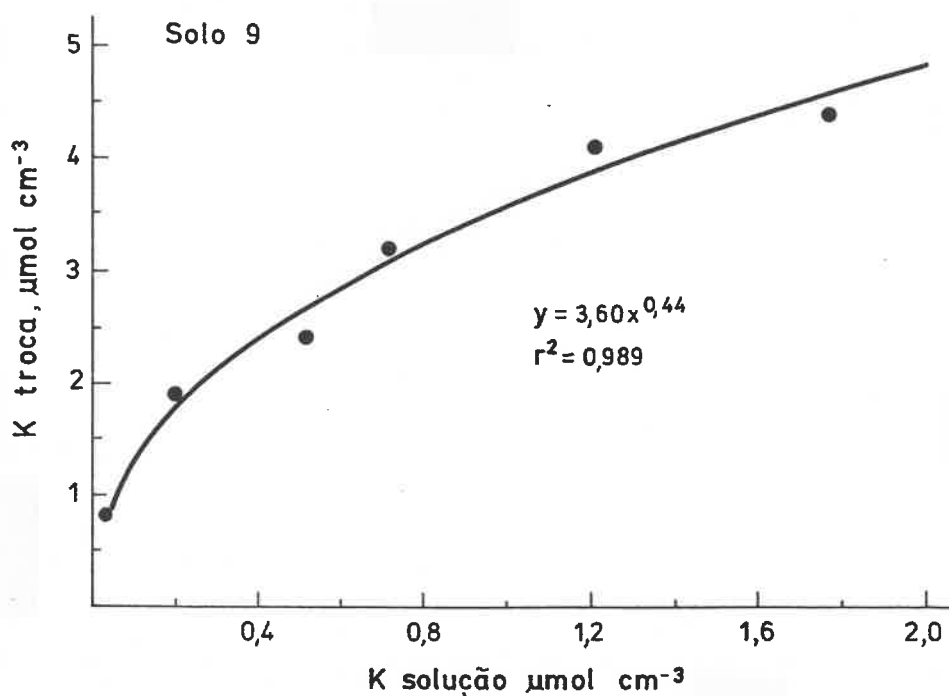


Fig. III.5 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 9 descrita de acordo com a equação de Freundlich. O valor do poder tampão do solo para o K é dado por dy/dx .

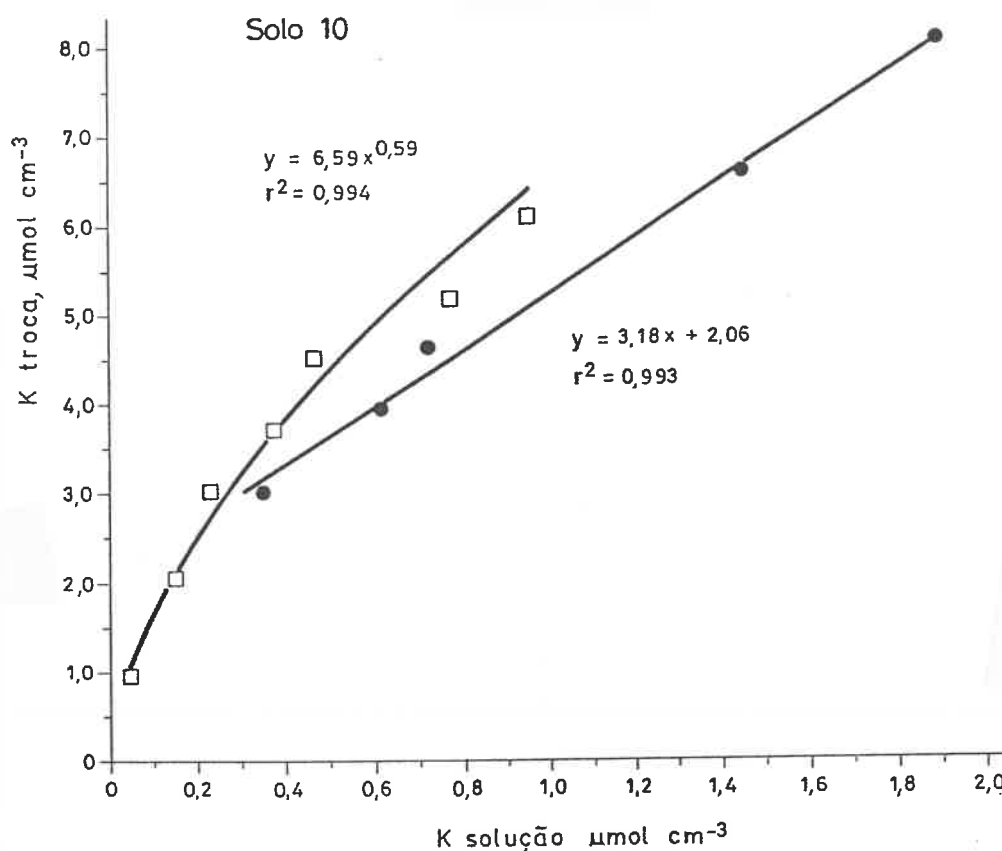


Fig. III.6 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 10. $\bullet$ - Curva tampão do K, no solo não corrigido. O coeficiente angular da recta indica o valor do poder tampão do solo para o K. $\square$ - Curva tampão do K, no solo sujeito à calagem descrita de acordo com a equação de Freundlich. O valor do poder tampão do solo para o K é dado por dy/dx .

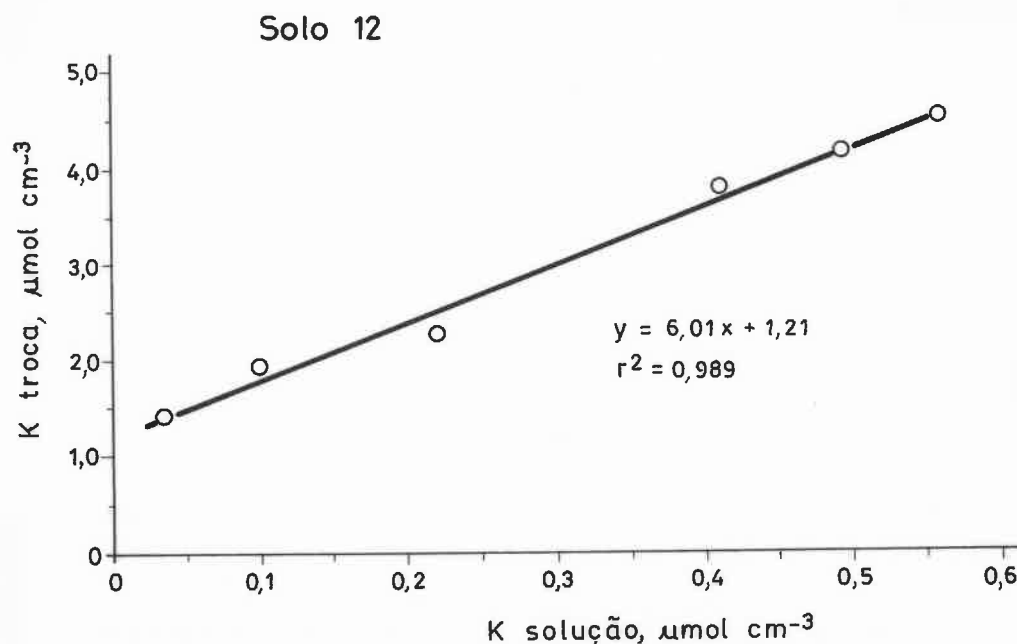


Fig. III.7 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 12. O coeficiente angular da recta indica o valor do poder tampão do solo para o K.

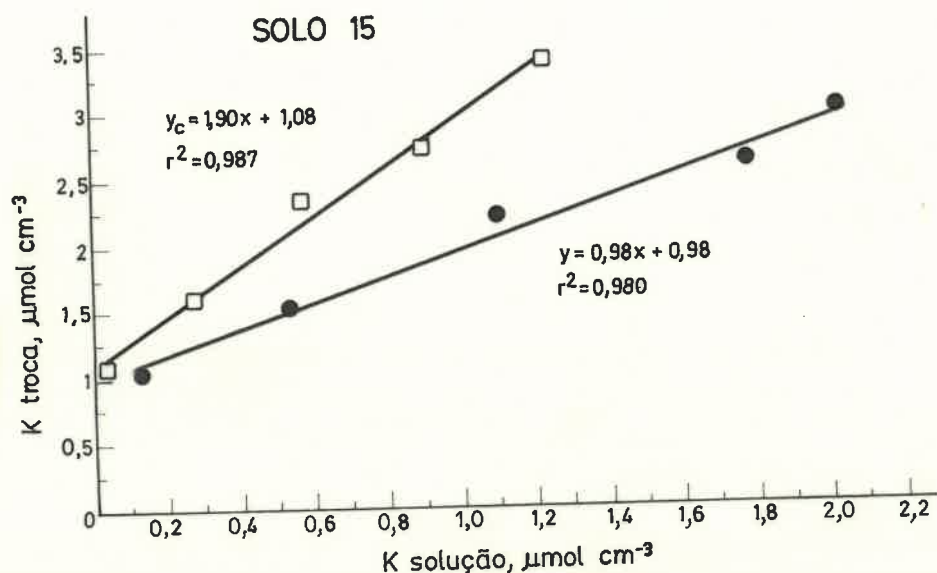


Fig. III.10 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 15. ●- Curva tampão do K, no solo não corrigido. □- Curva tampão do K, no solo sujeito à calagem. O coeficiente angular das rectas indica o valor do poder tampão do solo para o K.

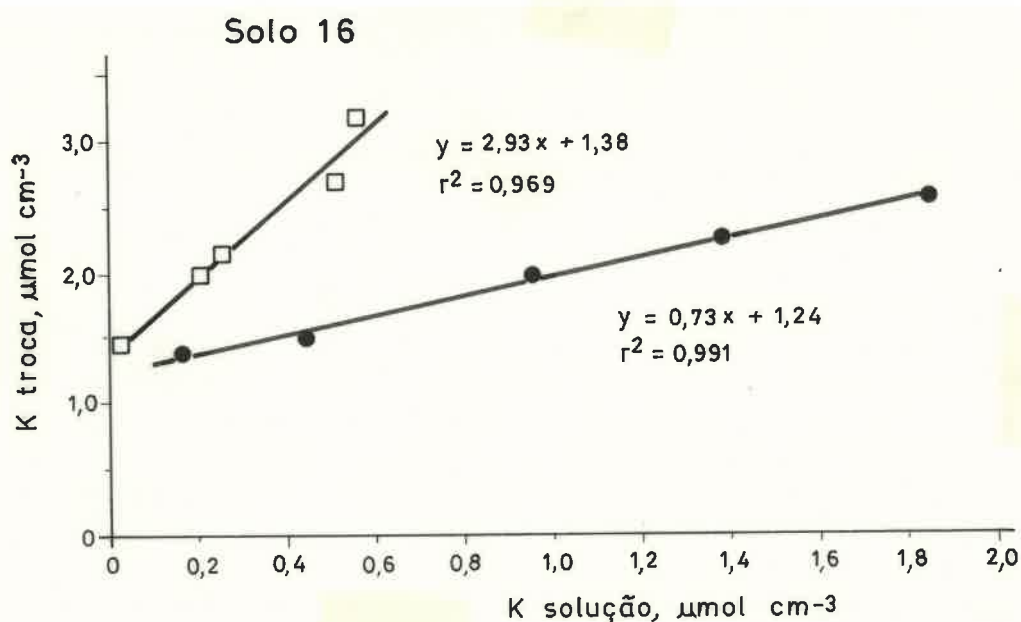


Fig. III.11 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 16. ●- Curva tampão do K, no solo não corrigido. □- Curva tampão do K, no solo sujeito à calagem. O coeficiente angular das rectas indica o valor do poder tampão do solo para o K.

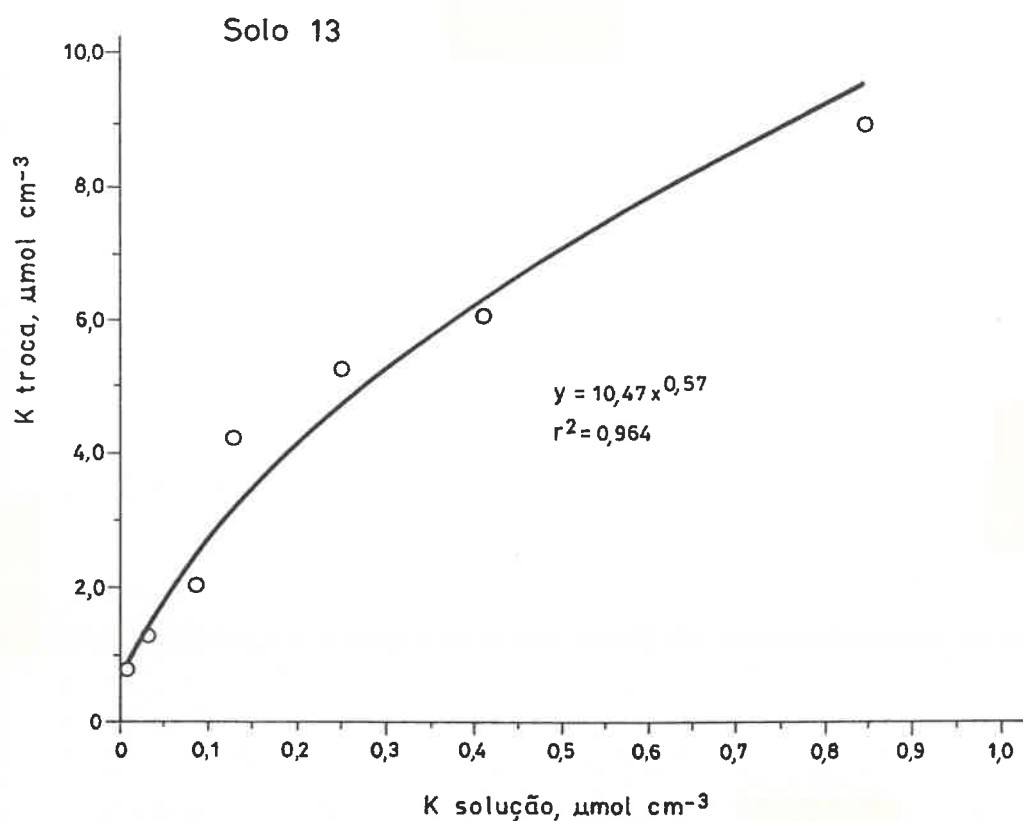


Fig. III.8 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 13 descrita de acordo com a equação de Freundlich. O valor do poder tampão do solo para o K é dado por dy/dx .

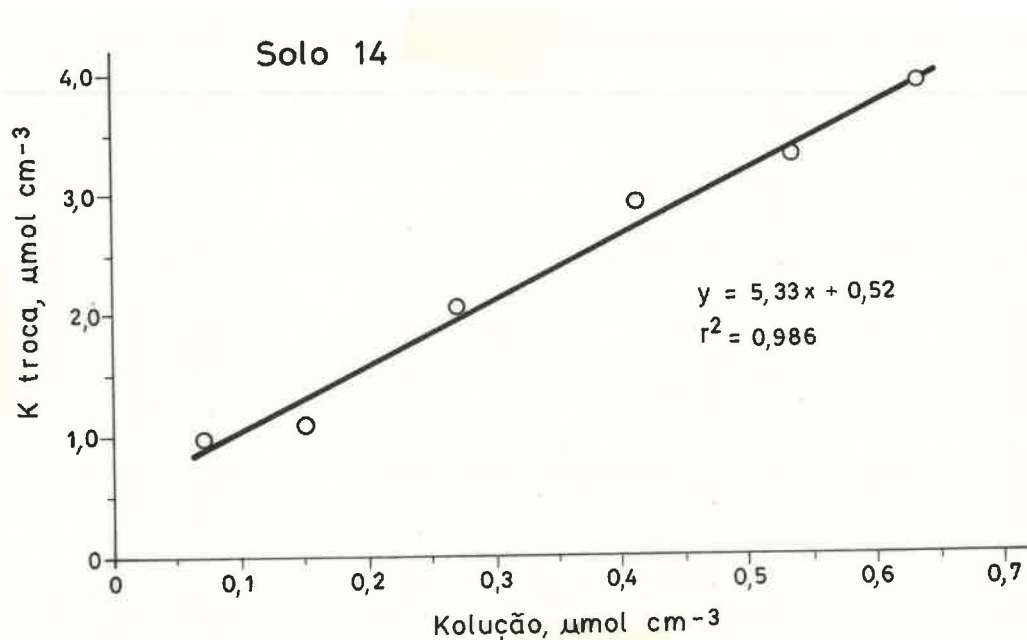


Fig. III.9 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 14. O coeficiente angular da recta indica o valor do poder tampão do solo para o K.

c) o solo 13 (Fig. III.8), com um teor elevado de argila (27,3%) cujo tipo dominante é a montmorilonite, apresenta um valor muito elevado de b ($b > 16$ para baixos valores de saturação de K).

O efeito da montmorilonite no valor de b é também patente quando se comparam as amostras 9 e 10 (após a calagem). Ambas têm um teor idêntico de argila, mas no solo 9 a argila dominante é a caulinite e no solo 10 é a montmorilonite. Assim, b é cerca de duas vezes superior no solo 10 (Fig. III.5 e Fig III.6). Por esta razão, a concentração de K em solução no solo 9, para o mesmo nível de K aplicado, é superior em cerca de 80% à do solo 10.

d) nos solos cuja fracção argila+limo apresenta um teor de mica-ilite de 20 % a 30 % (cfr. Quadro III.3 e Quadro III.4) os gráficos parecem indicar que o valor de b seria maior na parte inicial da curva tampão do que aquele que é indicado pela equação de regressão. Isto é, o segundo valor observado nos solos 4, 9 e 20 (Fig. III.4, Fig. III.5, e Fig. III.12) encontra-se acima da curva teórica de regressão. Este efeito parece indicar uma maior curvilinearidade para baixos valores do K em solução e portanto sugere que o valor de b será mais elevado do que o valor teórico observado na curva de regressão. Como referimos em 1.2.2, Capítulo II, uma elevada curvilinearidade para valores reduzidos de saturação de K tem sido atribuída à existência de locais de adsorção selectiva nos minerais de argila, cuja afinidade para o K aumenta quando a saturação deste catião no complexo de troca diminui. Os locais com elevada afinidade para o K encontram-se sobretudo nas zonas cuneiformes dos minerais micáceos, como mostrou Bolt (1964).

2.4- PODER DE FIXAÇÃO DOS SOLOS PARA O K

Pela análise do Quadro III.2 e das curvas tampão dos solos é possível antever que nalguns solos terá havido fixação do K em formas não permutáveis. De facto, a quantidade do K aplicado nalguns deles foi muito elevada quando comparada com a concentração de K em solução. Deste modo, procurámos avaliar (conforme descrito em 1.5) a quantidade fixada para cada um dos níveis de K adicionado. Uma vez que se observou que nos solos que fixavam maior quantidade de K a percentagem de fixação era maior quando da aplicação do primeiro nível de K, optou-se por resumir os resultados atendendo a este critério. Assim, no Quadro III.11 apresentam-se a percentagem do K fixado para o primeiro nível de K adicionado e a média do K fixado dos restantes níveis. Também se indica, no mesmo quadro, a percentagem de fixação nos solos que foram sujeitos à calagem.

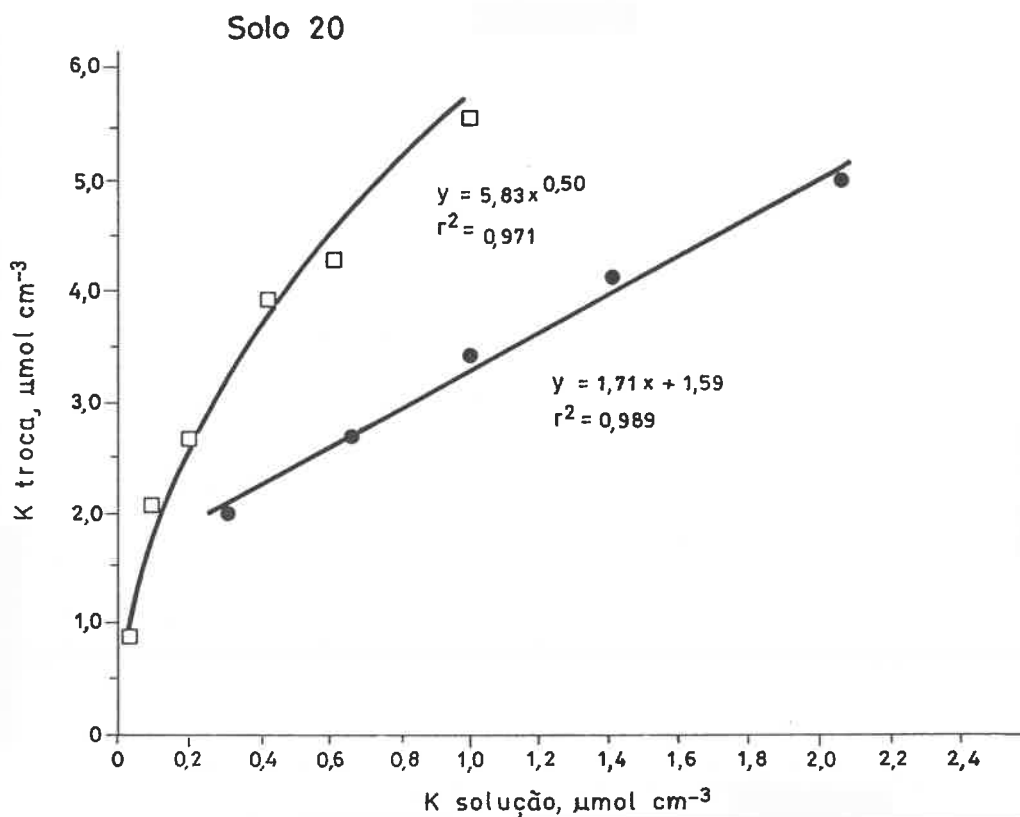


Fig. III.12 - Relação entre o K permutável e o K em solução do solo 20. $\bullet$ - Curva tampão do K, no solo não corrigido. O coeficiente angular da recta indica o valor do poder tampão do solo para o K. $\square$ - Curva tampão do K, no solo sujeito à calagem descrita de acordo com a equação de Freundlich. O valor do poder tampão do solo para o K é dado por dy / dx .

A forma da curva tampão também parece ser diferente após a correcção da acidez. No caso dos solos 10 e 20 a inclinação da curva tem tendência a aumentar quando diminui o nível de K em solução, ou, por outras palavras, o valor b tem tendência a aumentar quando diminui a saturação do K no complexo de troca do solo. Este efeito poderá ser atribuído a uma maior afinidade para o K dos locais de adsorção dos colóides após a calagem.

b) os solos com teor mais elevado de matéria orgânica (solo 15 com 3% e solo 16 com 12,5%) apresentam os valores mais baixos de b , mesmo após a calagem (Fig. III.10 e Fig. III.11). Como mencionámos anteriormente, o baixo poder tampão para o K dos solos com teores elevados de matéria orgânica está relacionado com a baixa afinidade dos locais de adsorção dos colóides orgânicos para o K. Está ainda relacionado com o seu reduzido teor de argila (< 9%) e com o facto do mineral dominante ser a caulinite, que é a argila com menor afinidade para o K.

A análise do Quadro III.11 permite retirar algumas conclusões sobre o poder de fixação dos solos. Assim, os resultados obtidos indicam que:

a) os solos 4, 13 e 16 parecem fixar maior quantidade de K do que os restantes solos. As percentagens fixadas são particularmente altas nos solos 4 e 13, apesar dos elevados quantitativos de K aplicados, respectivamente de 200 e 500 mg kg⁻¹. Em qualquer destes dois solos, tal como se observa no Quadro III.3 e Quadro III.4, assinala-se a presença de ilite-mica e de vermiculite nas fracções limo e argila, e ainda a presença de montmorilonite na fracção argila, podendo, qualquer um destes minerais contribuir para a fixação do K.

Embora seja menos frequente a fixação do K pela montmorilonite, isso ocorreu certamente no solo 13. Parece-nos que a enorme quantidade do K fixado (172 mg kg⁻¹) não poderá ser explicada tendo apenas em atenção a sua percentagem de vermiculite. Salientamos que o solo 13 apresenta um teor muito elevado de argila, sendo a montmorilonite o mineral mais abundante (cfr. Quadro III.1, Quadro III.2 e Quadro III.3). Já aqui fizemos referência ao trabalho de Niederbudde e Fisher (1980), em que os autores se referem à fixação do K por esmectites. Os autores admitiram a hipótese, no caso daquele estudo, de que a origem da carga dos minerais fosse, em maior proporção, proveniente da camada tetraédrica e que se tratasse portanto duma beidelite. De igual modo Vieira e Silva (1983) observou em amostras de solo desta mesma localidade (Izeda) que as esmectites que ocorriam nesta zona eram uma mistura de beidelite e montmorilonite.

b) os solos 9 e 10, embora com idêntica granulometria, comportaram-se de forma muito diferente quanto à fixação do K. Com efeito, o poder de fixação do solo 9 é elevado, enquanto o solo 10 não fixou K. A presença de vermiculite e interestratificados vermiculite-ilite no solo 9 poderão estar na base desta diferença.

c) enquanto que a quantidade de K fixado tem tendência a diminuir (ou a manter-se) à medida que se aumenta o K adicionado, os solos 12 e 14 parecem comportar-se de forma inversa. Isto é, fixam maior quantidade de K quando o nível aplicado aumenta. Estes dois solos, ambos derivados de rochas básicas, apresentam, em relação aos outros, uma percentagem de ilite-mica e vermiculite mais reduzida, o que poderá justificar a menor fixação de K. Apenas ocorreu uma ligeira fixação quando o nível de K na solução do solo era mais elevado.

d) a calagem dos solos 10, 15, 16 e 20 teve um efeito diverso quanto à fixação do K. Os solos 10 e 20 passaram a fixar o K após os valores do pH terem sido corrigidos, enquanto que o solo 16 passou, nas mesmas condições, a fixar muito menos K. O solo 15 teve um comportamento indiferente à calagem.

Quadro III.11 - Quantidade de K fixado (%) pelos solos com e sem a calagem

Solo	Sem calagem			Com calagem		
	K Nível	adicionado mg kg ⁻¹	K fixado %	K Nível	adicionado mg kg ⁻¹	K fixado %
4	I	50	69			
4	seg.	75,100,150,200	65			
9	I	25	38			
9	seg.	50,75,100	19			
10	I	25	0	I	25	22
10	seg.	50,75,100	0	seg.	50,75,100	14
12	I	50	22			
12	seg.	75,100	35			
13	I	50	61			
13	seg.	100,200,300,350,500	39			
14	I	25	0			
14	seg.	50,75,100	18			
15	I	25	22	I	25	22
15	seg.	50,75,100	12	seg.	50,75,100	14
16	I	25	69	I	25	0
16	seg.	50,75,100	31	seg.	50,75,100	21
20	I	25	6	I	25	22
20	seg.	50,75,100	5	seg.	50,75,100	2

seg.- níveis seguintes

Como referimos em 1.1.2.2, em meio ácido, o grupo H_3O^+ é preferencialmente adsorvido nos rebordos expandidos em cunha dos minerais micáceos (Rich, 1968 e Douglas, 1977). A subida do pH dos solos 10 e 20 e a consequente neutralização do H_3O^+ poderá ter conduzido a uma maior retenção do K^+ nas zonas cuneiformes das micas e ilites.

A presença de hidróxidos de alumínio nos espaços interlamelares das vermiculites, que ocorrem no solo 16, deverá estar na base da maior fixação do K deste solo em condições ácidas. Rich e Obenshain (1955), Rich (1960) e Rich e Black (1964) referem que os hidróxidos de alumínio, em posição interlamelar nas vermiculites, actuam como "escoras", impedindo o colapso dos folhetos, facilitando assim a entrada do K e sua fixação. A subida do pH, após a calagem do solo 16, poderá ter deslocado parte dos hidróxidos de alumínio, facilitando a entrada do Ca, que terá neutralizado parte da carga das vermiculites, diminuindo assim a fixação do K. O efeito retardador dos polímeros de alumínio à entrada do Ca na vermiculite, em meio ácido, foi salientada por Kozak e Huang (1971) (cit. por Sparks e Huang, 1985).

CAPÍTULO IV

RESERVAS DE K DOS SOLOS

A reserva de K dos solos, e portanto a sua capacidade para fornecerem o K a longo prazo, pode ser avaliada através quer do cultivo intensivo do solo, quer da extracção do K com reagentes químicos. Assim, com o ensaio que adiante se descreve, pretendeu-se avaliar, por um lado, qual a reserva de K dos solos, utilizando o azevém como cultura esgotante, e, por outro, qual a resposta das plantas à adubação potássica. Avaliou-se também o interesse do método do HNO_3 fervente na determinação da reserva do K dos solos, quando comparado com o K extraído pelo azevém. A avaliação das reservas de K dos solos, com base em métodos químicos de extração, é de grande interesse prático na medida em que permite duma forma mais rápida analisar um maior número de solos. Embora estes métodos, pela sua morosidade, não tenham interesse nas análises de solo de rotina podem permitir a obtenção de uma estimativa das reservas de K por grandes grupos de solos.

1- MATERIAL E MÉTODOS

As características dos solos utilizados neste ensaio foram já descritas no Capítulo III. Os solos foram colhidos até à profundidade de 25 cm. Utilizou-se 1 kg de solo (seco ao ar) crivado por uma malha de 2 mm.

Os solos cujo pH era inferior a 5,5 foram sujeitos a calagem com um quantitativo de CaCO_3 correspondente a duas vezes a acidez de troca de acordo com o método de Kamprath (1970). Assim, foram adicionadas aos solos as quantidades seguintes de calcário (CaCO_3 - 98,3 %), por cada kg de solo: solo 10 - 2,0 g; solo 15 - 1,0 g; solo 16 - 2,5 g; solo 20 - 1,5 g.

Foi adicionado também a todos os vasos uma solução nutritiva de base, contendo os seguintes nutrientes:

N - 250 mg e Ca - 355 mg	$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$
P - 250 mg	Na_2HPO_4
Mg - 330 mg e S - 280 mg	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
B - 1mg	H_3BO_3
Mo - 0,05mg	$(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Fe - 5mg	$\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Zn - 4mg	$\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Mn - 3 mg	$\text{MnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Cu - 1 mg	$\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Os solos foram homogeneamente misturados com o calcário e/ou com a solução nutritiva. Prepararam-se 6 vasos de cada solo, metade dos quais foi adubado com 250 mg de K (KCl).

Os solos foram semeados com *Lolium perenne* usando-se uma densidade da ordem de 100 plantas por vaso.

O ensaio decorreu entre 17 de Maio de 1985 e 28 de Maio de 1986, num abrigo de plantas não climatizado, isto é, à humidade e temperatura ambientes. Cada grupo de 6 vasos foi disposto nas bancadas de forma casual. Os vasos foram regados diariamente de modo a que o solo atingisse um teor de humidade correspondente ao pF 2,7.

As plantas foram sujeitas a cortes sucessivos, após períodos de crescimento que variaram consoante o desenvolvimento das plantas. Os períodos de crescimento entre os cortes foram, obviamente, mais prolongados nos meses de Inverno. Os cortes foram realizados a 3 cm da superfície do solo. Após cada corte o solo foi adubado com 100 mg de N e 100 mg de P, tendo os vasos sujeitos ao tratamento com K recebido também 50 mg de K. Ao fim dum período de seis meses os solos foram de novo adubados com os restantes nutrientes (Ca, Mg, S, B, Mo, Fe, Mn, Zn e Cu) nos quantitativos referidos mais atrás.

O número de cortes efectuados em cada grupo de vasos de cada solo não foi o mesmo, pois variou consoante a sua resposta à aplicação do K. Assim, logo que houve resposta à adubação potássica, em termos de matéria seca produzida, executou-se o último corte da parte aérea rente à superfície do solo. Contudo, o último corte realizado nos solos 3, 4, 10 e 20 foi o 15º, apesar do azevém não ter respondido à aplicação do K. Devido ao ensaio em vasos se estar a prolongar por bastante tempo, porque a resposta ao K tardava em manifestar-se, decidimos por razões de ordem prática realizar a colheita final depois de 12 meses de cultivo.

Após a execução de cada corte as plantas foram secas à temperatura de 65°C durante 48 horas, procedendo-se à determinação do peso de matéria seca e da concentração do K. A medição da concentração do K na parte aérea foi feita por fotometria de chama após digestão nítrico-perclórica da amostra (modificação do método descrito por Schouwenberg e Walinga, 1978). As raízes das plantas não foram analisadas, mas fez-se uma estimativa da quantidade do K nelas contido. O quantitativo de K das raízes foi estimado em 4% do K total, conforme os dados obtidos para o *Lolium perenne* por Arnold e Close (1961).

Depois de se ter realizado o último corte separou-se o solo das raízes através duma crivagem. Os solos foram depois secos ao ar e determinado o teor de K permutável.

Nas amostras dos solos 3, 4, 9, 10, 12, e 20 obtidas após o cultivo fez-se a identificação dos minerais da fracção argilosa por difracção de Raios X.

Os resultados laboratoriais apresentados, referentes quer ao solo quer às plantas, são sempre a média das três repetições.

2- RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.1- PRODUÇÃO DE MATÉRIA SECA E CONCENTRAÇÃO DO K NO AZEVÉM

No Quadro IV.1 encontram-se indicados o número de cortes realizados em cada um dos solos, a matéria seca total da parte aérea nos tratamentos sem e com potássio e a quantidade total de K extraído pelas plantas referente apenas ao tratamento sem potássio. A quantidade total de K extraído pelo azevém refere-se à planta completa, isto é, ao somatório da parte aérea mais a raiz. A quantidade de K extraída pela raiz foi, como referimos atrás, estimado em 4% do K total absorvido. O K cumulativamente absorvido pela parte aérea do azevém ao longo do tempo está representado graficamente nas Fig. IV.1 e Fig. IV.2.

Quadro IV.1 - Matéria seca total (M.S.) e produção relativa da parte aérea (P.R.) do *Lolium perenne* por vaso nos tratamentos sem e com K, e K total absorvido por vaso da parte aérea e raiz

Solo	Nº de cortes	M.S. parte aérea		Nível * de significância	P.R. %	K total absorvido (s/K)		
		s/K g	c/K g			Parte aérea mg	Raiz mg	Total mg
3	15	53,7	55,2	N.S.	97	1513,6	63,1	1576,7
4	15	50,4	51,9	N.S.	97	942,8	39,3	982,1
9	6	23,2	25,9	10 %	90	219,3	9,4	228,4
10	15	49,1	51,3	10 %	96	699,2	29,1	728,3
12	6	26,0	28,4	10 %	92	266,9	11,1	278,3
13	2	9,8	12,6	0,1 %	78	41,1	1,7	42,8
14	2	9,5	11,3	10 %	84	49,2	2,1	51,3
15	3	16,2	18,2	0,1 %	89	92,8	3,9	96,7
16	2	11,8	14,4	0,1 %	82	39,5	1,6	41,1
20	15	54,4	56,1	10 %	97	848,6	35,4	883,9

*Teste de Student

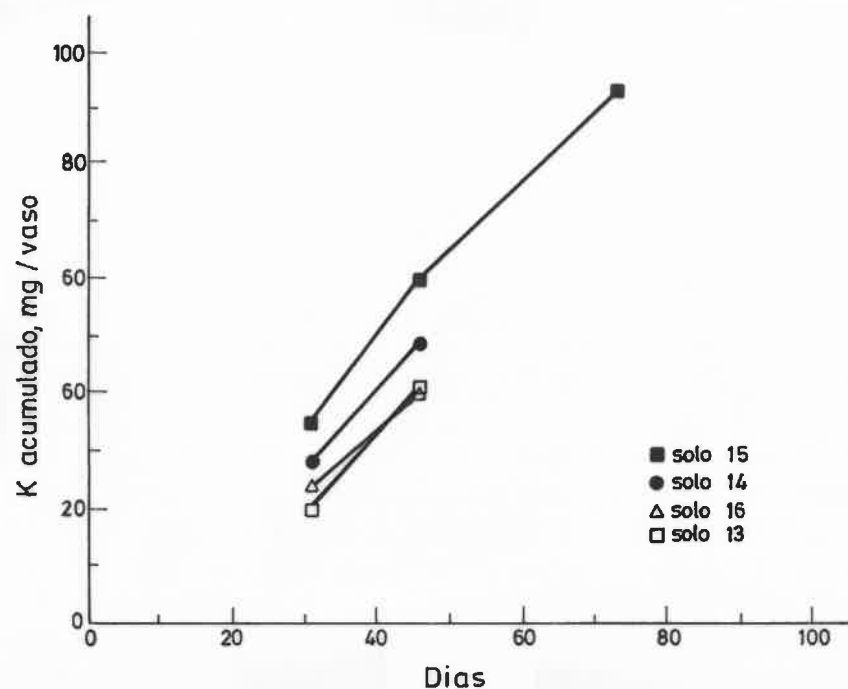


Fig. IV.1 - K cumulativamente absorvido pelo azevém nos solos 13, 14, 15 e 16.

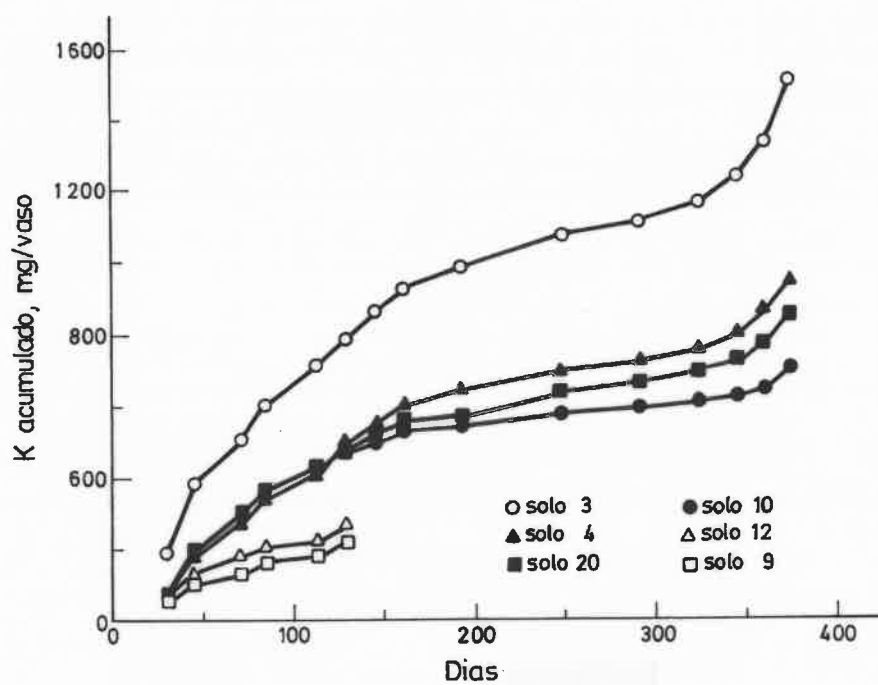


Fig. IV.2 - K cumulativamente absorvido pelo azevém nos solos 3, 4, 9, 10, 12, e 20.

No Quadro IV.2 encontra-se indicada a evolução da concentração do K na parte aérea do azevém ao longo de alguns cortes (considerados mais significativos neste estudo), e a produção relativa de matéria seca do tratamento sem K referente ao corte respectivo. Como se pode observar no Quadro IV.1 e Fig. IV.2, os solos 13, 14, 15 e 16 foram sujeitos a um período muito curto de cultivo, já que logo nos primeiros cortes se obteve uma resposta significativa à adubação potássica, enquanto que nos solos 3, 4, 10 e 20 o azevém nunca respondeu ao K até ao 15º corte, muito embora os níveis do K permutável atingidos nos solos (28 a 47 mg kg⁻¹ de K₂O) fossem baixos. Contudo, os solos 10 e 20 apesar da produção relativa do tratamento sem K ser da mesma ordem de grandeza dos solos 3 e 4, tínhamos a expectativa duma resposta ao K no corte seguinte devido à baixa concentração do K da parte aérea (4,9 e 6,7 g kg⁻¹ respectivamente) (cfr. Quadro IV.2), enquanto que os solos 3 e 4 não responderiam provavelmente ao K durante mais alguns cortes.

Quadro IV.2 - Concentração do K na parte aérea do *Lolium perenne* e produção relativa (P.R.) de matéria seca de alguns dos cortes

Solo	1º corte		2º corte		3º corte		6º corte		15º corte	
	K g kg ⁻¹	P.R. %	K g kg ⁻¹	P.R. %	K g kg ⁻¹	P.R. %	K g kg ⁻¹	P.R. %	K g kg ⁻¹	P.R. %
3	40,2	99	34,8	101	29,6	97	35,0	106	16,3	97
4	16,8	115	24,5	99	22,7	104	27,3	102	8,6	99
9	13,0	100	11,6	92	8,8	98	5,70	91	-	-
10	21,4	105	23,7	98	22,8	92	18,4	97	4,9	96
12	18,2	95	12,9	92	11,0	103	5,2	92	-	-
13	5,1	78	3,6	77	-	-	-	-	-	-
14	7,4	105	3,7	84	-	-	-	-	-	-
15	8,4	104	4,9	92	4,7	89	-	-	-	-
16	4,3	91	2,5	82	-	-	-	-	-	-
20	17,0	100	20,1	101	26,3	93	23,9	98	6,7	97

Os solos 9 e 12 tiveram um comportamento intermédio relativamente àqueles dois grupos de solos.

A concentração do K do azevém que se desenvolveu nos solos 13, 14, 15 e 16 foi desde o corte inicial muito baixo. A quebra de produção do azevém nestes solos foi superior a 15%. No conjunto dos solos houve um decréscimo de produção significativa de cerca de 10% quando a concentração do K nas plantas foi inferior a 6 g kg⁻¹ (Quadro IV.2). Este valor está, porém, muito abaixo dos valores críticos (20 a 25 g kg⁻¹) indicados por Martin e Matosha (1973) e Reid e Jung (1974), ou mesmo dos (16 g kg⁻¹) indicados por Cook (1982) em condições de campo. Contudo, Graley (1981), também num ensaio em

vasos com o *Lolium perenne*, não obteve reposta ao K, quando a concentração do K nas plantas era, em média, de $4,4 \text{ g kg}^{-1}$ (encontrando-se os restantes factores de crescimento em níveis adequados).

As concentrações do K no azevém que se desenvolveu nos solos 9 e 12 são também inferiores a 6 g kg^{-1} quando ocorreu a resposta ao K após o 6º corte.

O solo 3 apresentou sempre uma concentração de K elevada ao longo dos cortes sucessivos, supondo-se que manter-se-ia ainda em produção, sem resposta ao K, por mais algum tempo. Também a quantidade do K absorvido pelo azevém neste solo foi extremamente elevada como se observa na Fig IV.2, tendo sido quase dupla da dos solos 10 e 20.

Nos solos que se mantiveram mais tempo sob cultivo a quantidade do K cumulativamente absorvido até ao 6º corte ou 8º corte foi praticamente linear. Após este corte, que ocorreu a 29 de Outubro, os acréscimos de produção foram reduzidos devido às baixas temperaturas de Outono e Inverno, as quais influíram obviamente nas quantidades do K absorvido. Recordamos que este ensaio decorreu sob condições de temperatura e humidade ambientes. A partir de Março (13º corte) a produção de matéria seca aumentou de novo e, por conseguinte, os acréscimos do K absorvido também aumentaram até ao 15º corte.

2.2- ABSORÇÃO DO K NÃO PERMUTÁVEL PELO AZEVÉM E SUA RELAÇÃO COM A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS

Se atendermos ao nível inicial do K de troca dos solos, cujos valores se encontram no Quadro IV.3, eles são, de um modo geral, baixos (com excepção do solo 3), em especial nos solos 4, 13, 14 e 15. Contudo, o seu comportamento relativamente à sua capacidade para fornecerem o K ao longo do tempo foi muito diferente. No Quadro IV.3 pode apreciar-se qual a contribuição do K permutável e do K não permutável (K libertado) no fim do ensaio. Apesar do K permutável dos solos ter sido reduzido a valores muito baixos ($0,06$ a $0,13 \text{ cmolc kg}^{-1}$), a contribuição do K não permutável para a quantidade total do K absorvido pelo azevém foi muito superior em qualquer dos solos.

A libertação do K não permutável está sobretudo relacionada com a redução do K em solução que, como afirmámos, é um processo controlado por difusão. O valor do K em solução a partir do qual ocorreu a libertação do K não permutável não foi determinado neste ensaio, mas apenas se mediu o K em solução no fim do ensaio.

Quadro IV.3 - Variação do K permutável e quantidade de K libertado.

Solo	Nº de cortes	K _t inicial cmolc kg ⁻¹	K _t final cmolc kg ⁻¹	K _{ti} - K _{tf} + mg kg ⁻¹	K absorvido * mg kg ⁻¹	K libertado mg kg ⁻¹	%
3	15	1,13	0,10	402	1577	1175	75
4	15	0,12	0,08	16	982	966	98
9	6	0,17	0,08	35	228	193	85
10	15	0,16	0,06	39	728	689	95
12	6	0,21	0,11	39	278	239	86
13	2	0,11	0,10	4	43	39	91
14	2	0,08	0,07	4	51	47	92
15	3	0,10	0,06	16	97	81	84
16	2	0,18	0,13	20	41	21	51
20	15	0,16	0,07	35	884	849	96

+ K_{ti} - K permutável inicial; K_{tf} - K permutável final

* K absorvido pelas plantas em mg por kg de solo

A sua amplitude de variação foi, porém, muito estreita (33 e 44 $\mu\text{mol l}^{-1}$) no conjunto dos seis solos (3, 4, 9, 10, 12 e 20). Estes valores encontram-se entre os níveis de K em solução a partir dos quais se iniciou a libertação do K não permutável noutros solos (Sinclair, 1979; Beegle e Baker, 1987), como já referimos no Capítulo II, secção 1.2.3.1.

Embora os quantitativos de K libertados sejam muito diferentes consoante os solos, a sua contribuição para o K total absorvido foi na maioria dos casos muito elevada (51% a 98%). No que respeita à quantidade absoluta do K não permutável absorvido, variou entre 21 mg kg⁻¹ no solo 16 e 1175 mg kg⁻¹ no solo 3.

A quantidade de K libertado de formas não permutáveis foi muito reduzida nos solos 13, 14, 15 e 16. O material originário a partir do qual se formaram estes solos e o seu grau de meteorização determinaram quantitativa e qualitativamente a capacidade dos solos para fornecerem o K. Assim, os solos que se formaram sobre rochas básicas têm um teor de K total e de K de reserva (HNO₃) (Quadro III.7) extremamente baixos, aliás de acordo com a sua composição mineralógica, que indica uma percentagem reduzida ou nula de micas.

O solo 15, por seu lado, tem um valor muito elevado de K total, mas este não é facilmente mobilizável para formas acessíveis às plantas. A rocha subjacente a este solo é rica sobretudo em moscovite e feldspato potássico. Apesar destes minerais ainda estarem presentes nas fracções mais grosseiras do solo 15, a taxa com que o K é libertado não é suficiente para satisfazer as necessidades das plantas. As condições de meteorização desta região reflectem-se com evidência na composição mineralógica deste solo, sendo a caulinite e a vermiculite os minerais de argila mais abundantes, apresentando ainda

vestígios de gibsita. A presença destes minerais explica em parte a baixa reserva de K dos solos.

O solo 16, tal como o anterior, é proveniente de Montalegre, estando, portanto, também sujeito a condições de meteorização intensa, o que aliás é manifestado pelo adiantado estado de alteração da rocha subjacente (cfr. Anexo IX.A). O solo, por sua vez, apresenta minerais que reflectem as condições de meteorização intensa a que têm sido sujeitos, como, por exemplo, o seu teor elevado em caulinite e a existência de vermiculite-Al, os quais são reveladores duma baixa reserva de K.

Nos solos 3, 4, 10 e 20 a quantidade de K libertado foi excepcionalmente elevada (689 mg kg^{-1} a 1175 mg kg^{-1}) quando comparada com os resultados obtidos por vários autores em ensaios deste tipo, como os que foram apresentados por Pearson (1952), Vasco da Gama (1968), Fergus e Martin (1974), Addiscot e Johnston (1975), Graley (1981), Krishnakumari *et al* (1984) e Steffens (1986). Outros autores, porém, obtiveram valores de libertação do K não permutável da mesma ordem de grandeza dos obtidos neste ensaio, como por exemplo: 1041 mg kg^{-1} (Oelsigle *et al*, 1965) e 1310 mg kg^{-1} (Arnold e Close, 1961). Se atendermos à composição mineralógica das fracções areia, limo e argila destes solos (Quadros III.3 III.4 e III.5), todos eles apresentam quantidades significativas de micas, minerais estes capazes de libertar quantidades elevadas de K.

Se aliarmos à composição mineralógica destes solos a capacidade notável das gramíneas para explorarem o K do solo compreender-se-á os elevados quantitativos de K libertado nestes solos. A capacidade das gramíneas para extraírem grandes quantidades de K provenientes de formas inicialmente não permutáveis está sobretudo relacionada com a elevada densidade do seu sistema radicular e, por conseguinte, com a sua superfície radicular. Fergus e Martin (1974) atribuíram a faculdade das gramíneas para absorverem quantidades elevadas de K não permutável à sua capacidade de reduzir a níveis muito baixos o K da solução do solo. Esta baixa concentração em solução acelera, como já referimos, a libertação do K interlamelar. De facto, neste ensaio, o K em solução após o cultivo dos solos atingiu valores reduzidos (entre $33 \mu\text{mol l}^{-1}$ e $44 \mu\text{mol l}^{-1}$) nos solos 3, 4, 9, 10, 12 e 20. Estes valores foram certamente inferiores na vizinhança da raiz. Por exemplo, Jungk *et al* (1982) demonstraram, para um outro tipo de solos, que a concentração do K a 1 mm das raízes do *Lolium perenne* atingia o valor de $2 \mu\text{mol l}^{-1}$.

A absorção de grande quantidade de K nestes solos, pelo azevém, conduziu mesmo a uma alteração dos minerais do tipo da mica, facto que se pode verificar através da razão das intensidades dos picos aos 10 Å e 14 Å e da razão aos 10 Å e 5 Å.

Nas Fig IV.3 a Fig. IV.8 encontram-se os diagramas de Raios X da fracção argilosa dos solos que se mantiveram um maior número de dias sob cultivo (os diagramas do solo 12 não foram incluídos porque este solo não apresenta nenhum pico aos 10 Å).

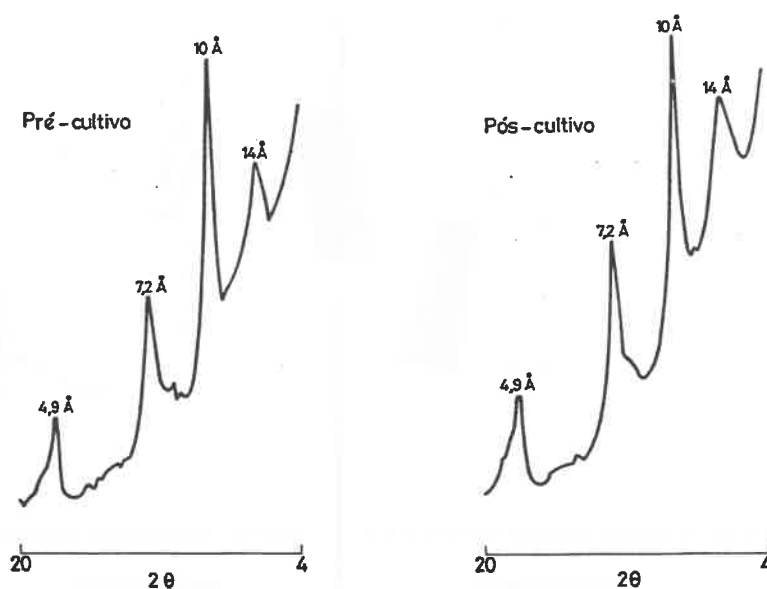


Fig. IV.3 - Diffractograma de RX do solo 3, antes e após o seu cultivo intensivo.

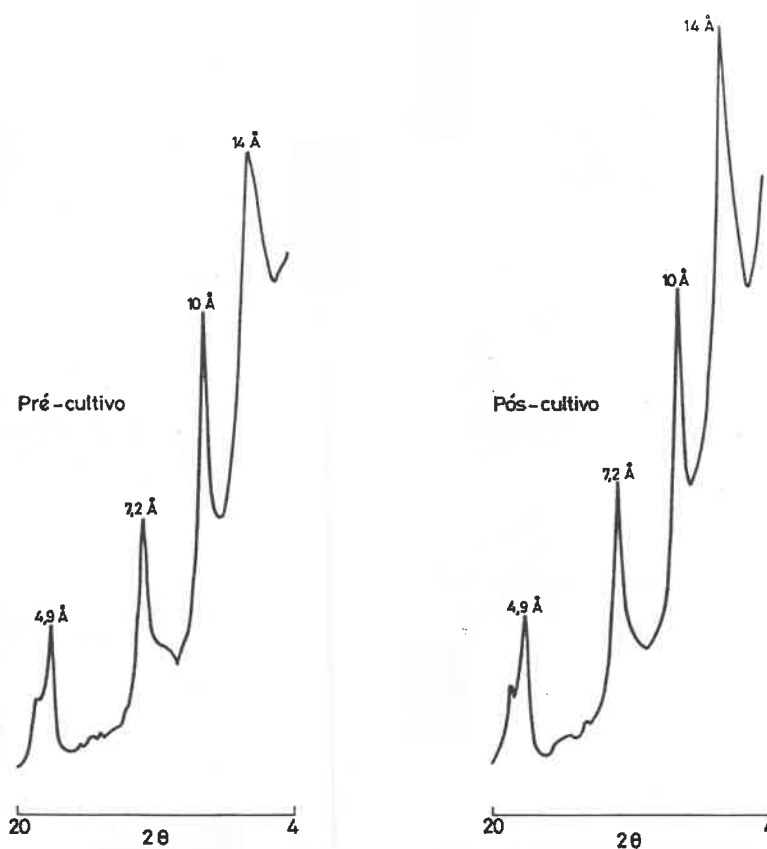


Fig. IV.4 - Diffractograma de RX do solo 4, antes e após o seu cultivo intensivo.

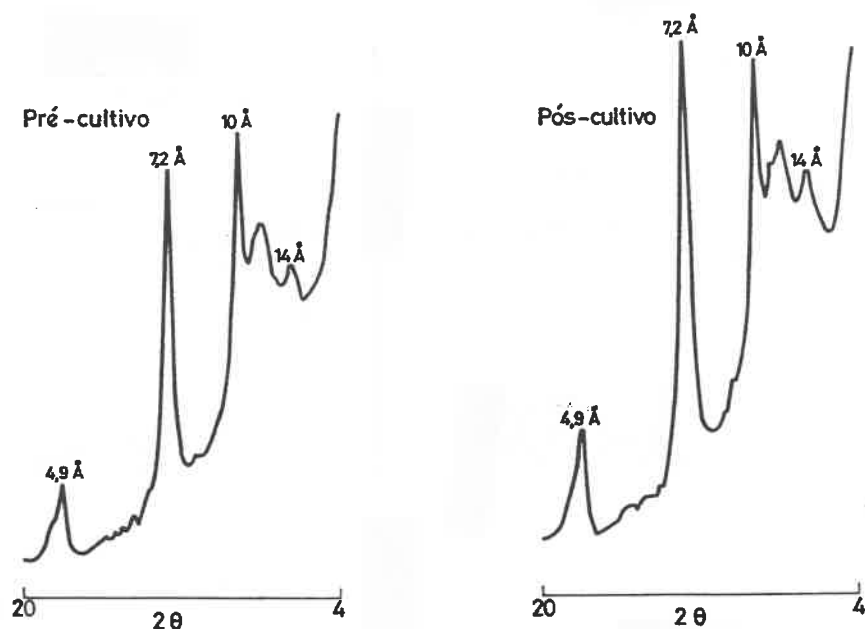


Fig. IV.5 - Diffractograma de RX do solo 9, antes e após o seu cultivo intensivo.

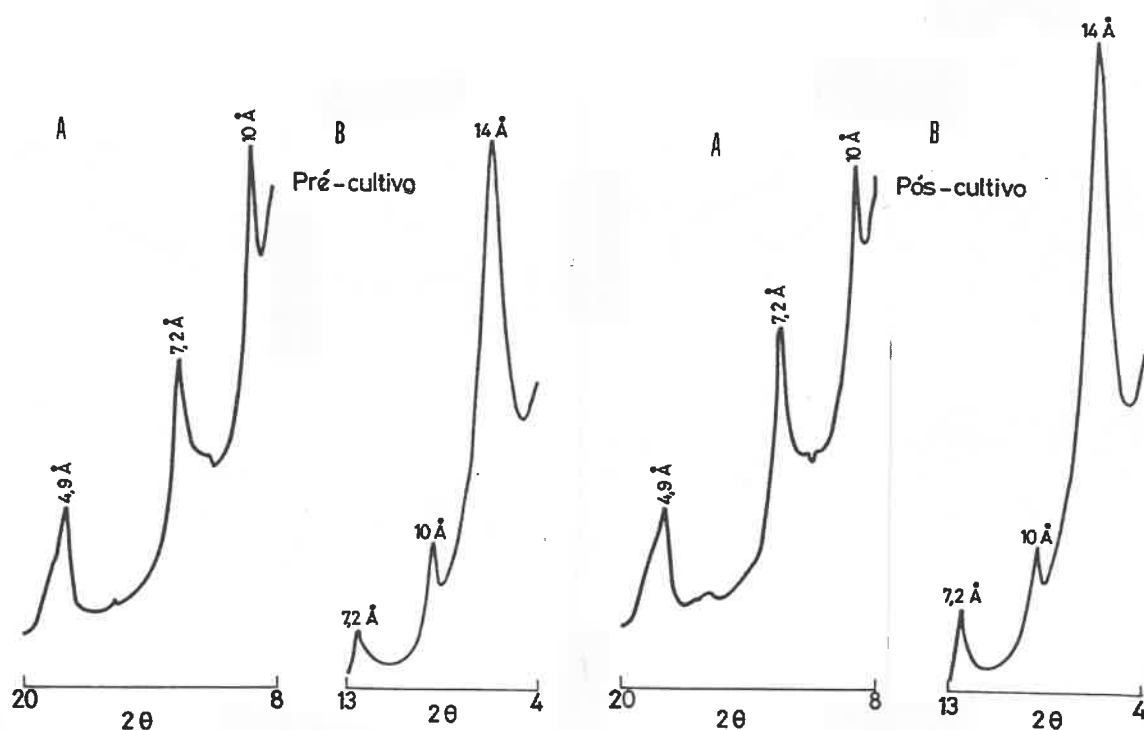


Fig. IV.6 - Diffractograma de RX do solo 10 antes e após o seu cultivo intensivo. A - picos aos 10 Å e 5 Å e B - picos aos 10 Å e 14 Å.

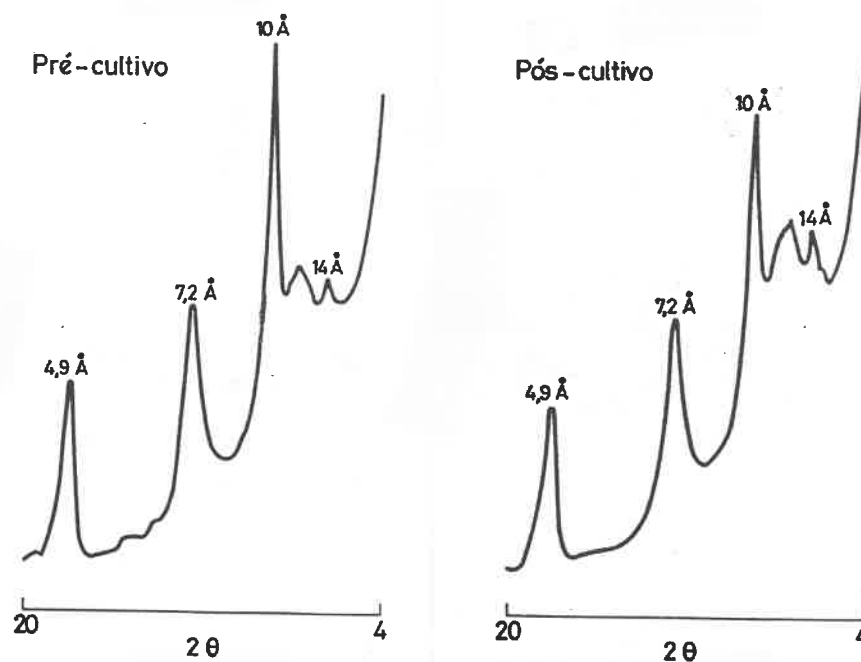


Fig. IV.7 - Difractograma de RX do solo 20, antes e após o seu cultivo intensivo.

Como se pode observar nos diagramas dos solos 3, 4, 9, 10 e 20, a intensidade do pico aos 10 Å diminuiu e aumentou a intensidade do pico aos 14 Å após o cultivo dos solos. No sentido de se poder avaliar de forma mais objectiva a variação da intensidade dos picos optou-se por determinar a sua intensidade relativa antes e após o esgotamento do solo em K pelo seu cultivo intensivo. Assim, no Quadro IV.4 encontra-se a razão da intensidade dos picos aos 10 Å e aos 14 Å da fracção argila, antes e após o cultivo dos solos.

Quadro IV.4 - Razões (10 Å / 14 Å e 10 Å / 5 Å) entre a intensidade dos picos da fracção argilosa antes e após o cultivo intensivo dos solos

Solo	10 Å / 14 Å		10 Å / 5 Å	
	Pré-cultivo	Pós-cultivo	Pré-cultivo	Pós-cultivo
3	4,15	3,33	3,2	2,5
4	1,41	0,82	1,7	1,4
9	4,00	2,10	2,0	1,2
10	0,15	0,10	1,0	0,8
20	9,00	3,75	1,5	1,1

Como se observa, houve em todos os solos uma diminuição da razão entre aqueles picos. O decréscimo do pico aos 10 Å e o aumento aos 14 Å leva-nos a inferir que houve um aumento da desordem estrutural das ilites trioctaédricas após o cultivo

intensivo das plantas. Isto é, a absorção do K pelas plantas proveniente de posições interlamelares e a respectiva substituição por água e catiões hidratados terá levado à diminuição da intensidade do pico aos 10 Å e ao consequente aumento do pico das vermiculites-montmorilonites aos 14 Å.

Resultados semelhantes a estes foram também obtidos por outros investigadores após o cultivo dos solos (Mortland *et al*, 1956; Doll *et al*, 1965; Malquori *et al*, 1975; Steffens, 1986).

Por outro lado, avaliámos também o efeito do cultivo intensivo do solo na alteração dos minerais, utilizando a razão entre a intensidade dos picos 10 Å / 5 Å. Esta avaliação baseou-se no facto da moscovite e biotite apresentarem picos intensos aos 10 Å (001), mas apenas a moscovite apresentar um segundo pico bastante evidente a 5 Å (002) (Grim, 1953; Fanning e Keramidas, 1977). Como se pode observar nos difractogramas das Fig. IV.3 a Fig. IV.8, a intensidade do pico a 5 Å mantêm-se quase inalterado após o cultivo dos solos, enquanto que a intensidade do pico a 10 Å diminui. Por conseguinte, a razão entre a intensidade dos picos a 10 Å e a 5 Å poder-nos-á dar uma indicação da alteração das ilites. Apresentamos assim no Quadro IV.4 a razão entre a intensidade dos picos a 10 Å e a 5 Å dos solos 3, 4, 9, 10 e 20, podendo observar-se em todos eles uma diminuição da razão 10Å / 5Å, donde poderemos inferir que ela teria sido devida à libertação do K interlamelar, que terá ocorrido sobretudo nas ilites trioctaédricas onde o K se encontrava menos intensamente retido.

Pela análise do Quadro IV.4 observamos que a razão 10 Å / 5 Å é mais elevada no solo 3. A afirmação feita por White (1962), de que a disponibilidade de K dos solos é tanto maior quanto mais elevada for a razão das intensidades dos picos (001/002) das ilites, sugere-nos que o K interlamelar é mais facilmente mobilizável no solo 3. Com efeito, o solo 3 teve um comportamento algo distinto dos solos 4, 10 e 20 (cfr. Fig. IV.2 e Quadro IV.3) no que se refere aos quantitativos de K libertados, que foram cerca de 20 a 70 % superiores aos destes últimos. Levantamos pois a hipótese de esta maior reserva de K facilmente mobilizável do solo 3 (solo derivado de depósitos aluvionares - Horta da Vilariça) ser devida à maior proporção de minerais micáceos trioctaédricos.

A libertação de quantidade elevada de K não permutável de solos de origem aluvionar, quando comparados com outros solos, tem sido demonstrada por vários autores (Binnie e Barber, 1964; Talibudeen e Dey, 1968b; Singh e Brar, 1977, citado por Mengel, 1985; Husin *et al*, 1986). A maior capacidade dos solos aluvionares para fornecerem grandes quantidades de K às plantas tem sido relacionada com aos seus elevados teores de micas. Binnie e Barber (1964) atribuem as reservas elevadas de K dos solos aluvionares ao facto deles serem periodicamente inundados com águas ricas em K,

tendo grande parte do K sido fixado pelo solo. Este K seria mais facilmente libertado e mobilizado para as plantas. Também Reitmeier (1951) e Raman e Jackson (1965) reconhecem que o K fixado em posições interlamelares é mais facilmente libertado do que o K nativo originalmente existente na malha dos minerais.

O K não permutável libertado de posições interlamelares não será apenas proveniente da fracção argila, mas teve muito provavelmente origem também nas fracções limo e areia. Isto é certamente verdade para o solo 12, em que o K libertado foi de 239 mg kg⁻¹, e embora não apresente minerais do tipo da mica na fracção argila possui micas na fracção limo.

Se bem que neste trabalho não se tenha determinado a composição mineralógica das fracções areia e limo após o cultivo intensivo do solo, não é de afastar a hipótese de que uma parte significativa do K absorvido pelas plantas seja proveniente dessas fracções. Esta hipótese é reforçada pelo facto de nestes solos a percentagem de argila não ser elevada como se pode observar no Quadro III.1. Por outro lado, estes solos, além de apresentarem uma percentagem expressiva de micas na fracção limo, possuem teores de limo elevados (cfr. Quadro III.1 e III.4). Já na fracção areia (20 - 50 µm) o teor de micas é bastante inferior à da fracção limo (Quadro III.5).

A importância destas duas fracções, mas sobretudo a do limo e a taxa elevada com que esta fracção pode libertar o K interlamelar foi salientada por Reitmeier (1951), Munn *et al* (1976) e Feigenbaum e Levy (1977).

Os solos 9 e 10 provenientes de Malhadas (Miranda do Douro), assentes sobre a mesma rocha (granito calco-alcalino), encontram-se a uma pequena distância um do outro, tendo as condições fisiográficas criado condições de formação diferentes, o que os torna algo distintos. Admitimos que esta distinção reside na mineralogia da fracção argilosa. Embora a granulometria seja idêntica, a composição mineralógica da argila é diferente, enquanto que a das fracções limo e areia são bastante semelhantes. Com efeito, a fracção argilosa do solo 10 contém sobretudo montmorilonite seguida da caulinite e ilite, enquanto que no solo 9 os minerais mais abundantes são a caulinite seguida da ilite e vermiculite. Os teores de K total e as suas reservas (HNO₃) de K (Quadro III.7) são também bastante semelhantes. A capacidade para fornecerem o K a longo prazo é, porém, distinta; o solo 10 libertou uma maior quantidade de K (superior a três vezes à do solo 9) apesar deste último apresentar uma maior percentagem de ilite. Esta ocorrência aparentemente contraditória leva-nos a pôr a hipótese do poder tampão do solo para o K, mais elevado no solo 10 (superior a duas vezes à do solo 9), estar na base deste diferente comportamento. Um poder tampão elevado ($b = 10,2$ após a calagem), atribuível à maior percentagem de montmorilonite, dá origem a que a concentração do K em solução se

mantenha a um nível mais reduzido. Uma vez que a difusão do K interlamelar é determinada pela concentração do K da solução do solo, quanto mais baixo for este valor maior será a libertação do K. O valor do K em solução é ainda mais reduzido na vizinhança imediata da raiz, como demonstrou Jungk *et al* (1982).

Esta ocorrência foi também anteriormente reportada por outros investigadores. Assim, Rich (1968) referia: "It is of interest that two soils having the highest rate of potassium release also had the highest montmorillonite content. Since the clay fraction of all the soils except one had more than 60% hydrous mica, perhaps a combination of a good source of potassium, that is, fine grained mica and a mineral that has a high cation exchange capacity but a low fixing capacity, may be one that would promote the maintenance of an adequate exchangeable potassium supply". Resultados semelhantes aos referidos foram também obtidos por Vasco da Gama (1979). Nenhum destes autores sugere, porém, uma explicação para esta ocorrência.

Mais recentemente, Niederbudde e Fischer (1980) tentaram explicar aquele fenómeno. Para o efeito adicionaram a dois solos com diferentes proporções de ilite e esmectite, mas idêntico teor de vermiculite, uma quantidade igual de biotite. Tendo induzido a alteração da biotite, os autores concluíram que a mineralogia da fracção argila foi determinante na taxa de libertação do K da biotite. O solo em que predominava a esmectite originou um menor nível do K na solução do que o solo com maior teor de argila ilítica. Isto levou os autores a inferir que a concentração do K na solução do solo teria sido crucial para a maior taxa de libertação do K no solo com maior teor de esmectite.

Não existem dúvidas de que o conhecimento da composição mineralógica dos solos contribui para avaliar as reservas de K dos solos. Mas, em última análise, são tantos os elementos a considerar nesta avaliação que muito dificilmente se conseguiria estabelecer alguma relação quantitativa entre a composição mineralógica e as reservas de K. De igual modo Goulding e Loveland (1986) não conseguiram estabelecer nenhuma correlação entre qualquer parâmetro mensurável em laboratório, relativo à mineralogia, e parâmetros respeitantes à extracção do K pelas plantas.

2.3- DETERMINAÇÃO DO K NÃO PERMUTÁVEL PELO HNO_3

O poder de fornecimento do K a longo prazo foi também avaliado neste trabalho através da extracção do K com HNO_3 1N fervente. No Quadro IV.5 estão indicados os resultados da extracção do K não permutável (ou K de reserva) com o HNO_3 e as quantidades de K não permutável (ou K libertado) absorvidas pelas plantas.

Quadro IV.5 - K libertado de formas não permutáveis pelo cultivo de plantas e K de reserva extraído com o HNO_3

Solo	K libertado mg kg^{-1}	K reserva (HNO_3) mg kg^{-1}
3	1175	2067
4	967	632
9	193	644
10	689	534
12	239	191
13	39	78
14	47	51
15	81	335
16	26	581
20	849	437

Os resultados apresentados no Quadro IV. 5 parecem indicar a inexistência de relação entre o K não permutável extraído pelo HNO_3 e o K não permutável libertado devido ao crescimento das plantas. Por exemplo, nos solos 9, 15 e 16, o K de reserva extraído com o HNO_3 apresentou valores muito elevados quando comparados com o K não permutável libertado (3, 4 e 22 vezes superiores respectivamente). A situação inversa a esta ocorreu com os solos 4 e 20.

Apesar de elevado número de investigadores ter encontrado uma correlação elevada entre aqueles dois parâmetros (Mac Lean, 1961; Stanton e Orchard, 1963; Oliveira *et al*, 1971; Vasco da Gama, 1967, 1979; Singh *et al*, 1963), os resultados do nosso trabalho sugerem-nos não haver correspondência entre o K extraído com o HNO_3 e o K interlamelar libertado pelo cultivo intensivo do solo. Também Binnie e Barber (1964), num grupo de 30 solos, não obtiveram correlação entre o K não permutável (HNO_3) e o K libertado devido ao cultivo intensivo dos solos.

Conyers *et al* (1969) analisaram através de Raios X várias amostras de argilas após o seu tratamento com HNO_3 e verificaram que os minerais mais severamente alterados com este ácido foram as vermiculites. O tratamento com o HNO_3 provocou numa parte das vermiculites a expansão da estrutura da malha e na parte restante a sua dissolução. A acção do ácido manteve, porém, inalteradas a caulinite e montmorilonite, mas dissolveu as ilites menos estáveis. Marshall e McDowell (1965) também demonstraram que a alteração das micas sob condições ácidas se dava sobretudo nos rebordos dos minerais e não por expansão da camada interlamelar. No nosso caso, os resultados da análise mineralógica indicam que os solos 9, 15 e 16 (Quadro III.3 e Quadro III.4) apresentam maior quantidade de vermiculites e/ou interstratificados, donde presumimos que o K extraído pelo HNO_3 seria proveniente da alteração da vermiculite. Como é

sabido, o K é dificilmente libertado deste mineral pelo cultivo de plantas, resultando daí que a quantidade de K extraída pelo HNO_3 é muito superior ao K inicialmente não permutável absorvido pelas plantas.

No solo 16, a quantidade de K extraída pelo HNO_3 (581 mg kg^{-1}) quando comparada com o K interlamelar libertado devido ao cultivo das plantas (26 mg kg^{-1}), foi muito diferente. Esta discrepância está certamente relacionada com a presença de hidróxidos de alumínio em posições interlamelares nas vermiculites que ocorrem neste solo. Além do processo, sugerido por Conyers *et al* (1969), de alteração das vermiculites pelo HNO_3 , o baixo pH da solução extractiva também poderá ter solubilizado os hidróxidos de alumínio permitindo a saída do K que se encontrava bloqueado entre os folhetos das vermiculites.

Parece-nos evidente que o método de extracção pelo HNO_3 actua sobretudo por rotura da malha dos minerais, libertando assim o K. Por esta razão, as elevadas correlações encontradas por vários autores (referidas em 3.3 - Capítulo II) entre a extracção do K não permutável com um extractante ácido parecem-nos difíceis de explicar com base num mecanismo de libertação, na medida em que a destruição da malha dos minerais está longe de se assemelhar a um processo natural de troca lenta entre o K interlamelar e os catiões de troca do solo.

Apesar do método do HNO_3 fervente não nos parecer indicado para determinar as reservas de K dos solos, consideramos que se devem fazer mais esforços com vista à obtenção dum método químico mais adequado na avaliação das reservas deste nutriente. Talibudeen *et al* (1978) consideram que o K não permutável e a sua taxa de libertação devem ser avaliados sem se destruir a estrutura dos minerais, caso se pretenda simular a interfase solo-planta, e sugerem métodos menos agressivos em que se utiliza uma resina permutadora saturada com cálcio (resina-Ca). Outros investigadores têm proposto a utilização desta resina e da resina-H (Cooke, 1979; Goulding, 1984 e Goulding e Loveland, 1986). Recentemente, Goulding e Loveland (1986) propuseram que as reservas de K nos solos da Grã-Bretanha fossem cartografadas com base em vários índices laboratoriais em que os reagentes utilizados seriam as resinas catiónicas (resina-Ca e resina-H).

CAPÍTULO V

PREVISÃO DA ABSORÇÃO DO K ATRAVÉS DO MODELO MATEMÁTICO DE BARBER E CUSHMAN

Com o objectivo de se proceder á verificação do modelo de Barber e Cushman nos 10 solos de Trás-os-Montes já referidos e caracterizados, realizou-se um ensaio em vasos com cada um deles, do qual se obtiveram os parâmetros do solo e da planta. Por outro lado foi realizado um outro ensaio em solução nutritiva para obtenção dos parâmetros cinéticos de absorção do K pelas plantas. Como a descrição do modelo de Barber e Cushman e a definição dos parâmetros necessários à sua verificação foram já referidos no Capítulo II (secção 4), apenas se descreve para estes ensaios a metodologia utilizada no cálculo desses parâmetros e se procede à apresentação e discussão dos resultados.

1- CINÉTICA DA ABSORÇÃO DO K

1.1- MATERIAL E MÉTODOS

1.1.1 - Metodologia utilizada no cálculo dos parâmetros cinéticos

Como já foi referido, os valores de $I_{\max}$ e K_m utilizados neste trabalho foram obtidos usando uma linearização da forma integrada da equação E.V.1, de acordo com o método descrito por Roberts (1977) e Orsi e Tipton (1979).

O procedimento experimental utilizado na obtenção daqueles parâmetros e do $C_{\min}$ foi idêntico ao de Claassen e Barber (1974). Este método baseia-se na velocidade de esgotamento duma solução nutritiva. Quando as plantas crescem em solução nutritiva com um volume constante, o decréscimo de concentração do K é usado para determinar a quantidade do K absorvido pelas plantas. A curva que estabelece a relação entre a concentração do K em solução em função do tempo representa o esgotamento do ião em solução resultante da absorção das plantas. Esta curva é chamada curva de esgotamento ("depletion curve"). O K em solução é assim determinado numa série de intervalos de tempo de modo a obter-se as concentrações da curva de esgotamento.

A equação de absorção, análoga à de Michaelis-Menten, foi utilizada na forma seguinte

$$I_n = \frac{I_{\max} (C - C_{\min})}{K_m + (C - C_{\min})} \quad (E.V.1)$$

E a equação que descreve a taxa de esgotamento do K em solução é semelhante à utilizada por Claassen e Barber (1974)

$$\frac{dC}{dt} = - \frac{L}{V} \frac{I_{\max} (C - C_{\min})}{K_m + (C - C_{\min})} \quad (\text{E.V.2})$$

sendo C - concentração do K, $I_{\max}$ - influxo máximo por unidade de comprimento radicular (ou por unidade de superfície radicular), V - volume da solução nutritiva, L - comprimento radicular (ou S - superfície radicular), K_m - constante de absorção de Michaelis-Menten e $C_{\min}$ - concentração do K quando $I_n = 0$.

Rearranjando vem, a menos de uma constante:

$$\frac{K_m + (C - C_{\min})}{C - C_{\min}} dC = - I_{\max} dt \quad (\text{E.V.3})$$

$$\left(\frac{K_m}{C - C_{\min}} \right) dC + dC = - I_{\max} dt \quad (\text{E.V.4})$$

Sendo C_0 a concentração inicial de K a equação (E.V.4) pode ser integrada entre C_0 e C (que correspondem aos instantes t_0 e t respectivamente) considerando que K_m , $I_{\max}$ e $C_{\min}$ são por definição constantes.

$$K_m \int \frac{1}{C - C_{\min}} dC + \int dC = - I_{\max} \int dt \quad (\text{E.V.5})$$

$$- K_m \ln \frac{C_0 - C_{\min}}{C - C_{\min}} - (C_0 - C) = I_{\max} (0 - t) \quad (\text{E.V.6})$$

Dividindo por t e rearranjando a equação E.V.6 obtem-se uma equação idêntica à de Roberts (1977).

$$\frac{1}{t} (C_0 - C) = - K_m \frac{1}{t} \ln \frac{C_0 - C_{\min}}{C - C_{\min}} + I_{\max} \quad (\text{E.V.7})$$

A equação E.V.7 está na forma $y = ax + b$, isto é:

$$y = \frac{1}{t} (C_0 - C); \quad a = - K_m; \quad x = \frac{1}{t} \ln \frac{C_0 - C_{\min}}{C - C_{\min}} \quad e \quad b = I_{\max}$$

ou representando graficamente (Fig.V.1):

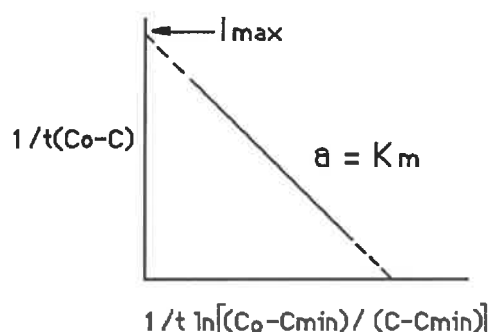


Fig.V.1 - Linearização duma equação do tipo E.V.7

K_m vem representada pela inclinação da recta e I_{max} pela intercepção da recta com o eixo dos y (após se ter multiplicado b por V/L). Neste trabalho os valores de I_{max} e K_m foram determinados por regressão linear da equação E.V.7. O valor de I_{max} foi determinado não por unidade de comprimento radicular mas por unidade de superfície radicular. O valor de C_{min} foi determinado experimentalmente.

1.1.2 - Procedimento experimental

Os parâmetros de absorção do K pelo milho (*Zea mays* cv Becks 65x) foram determinados através do cultivo de plantas em solução nutritiva com condições climáticas controladas, de acordo com a metodologia descrita por Claassen e Barber (1974). As sementes de milho foram postas a germinar em papel de filtro e ao fim de cinco dias escolheu-se quatro plântulas uniformes tendo as raízes sido cortadas com o comprimento de 5 cm. Estas plântulas foram transferidas para um vaso de 2 l contendo uma solução nutritiva com a seguinte composição:

N	- 3,0 mmol l ⁻¹	NH ₄ NO ₃
P	- 1,0 mmol l ⁻¹	NaH ₂ PO ₄
K	- 1,0 mmol l ⁻¹	K ₂ SO ₄
Ca	- 2,5 mmol l ⁻¹	CaCl ₂
Mg	- 1,0 mmol l ⁻¹	Mg(NO ₃) ₂
S	- 1,5 mmol l ⁻¹	(NH ₄) ₂ SO ₄
B	- 46 µmol l ⁻¹	H ₃ BO ₃
Fe	- 75 µmol l ⁻¹	Fe-DTPA
Mn	- 9,0 µmol l ⁻¹	MnCl ₂
Zn	- 0,8 µmol l ⁻¹	Zn SO ₄ .7H ₂ O
Cu	- 0,3 µmol l ⁻¹	Cu SO ₄ .5H ₂ O
Mo	- 0,8 µmol l ⁻¹	(NH ₄) ₆ Mo ₇ O ₂₄ .4H ₂ O

O pH da solução nutritiva foi ajustado com Ca(OH)_2 até atingir o valor 5,5. Esta solução foi renovada de dois em dois dias e o seu pH ajustado diariamente ao valor de 5,5 com uma solução de HCl. A temperatura da câmara de crescimento variou entre 22°C e 28°C, o número de horas de luz foi de 16, a irradiância de cerca de 500 Einsteins e a humidade relativa de 80 %.

A relação entre a concentração do K em solução e a absorção do K por unidade de raiz foi determinada medindo a redução do nível de K na solução nutritiva. Assim as determinações da concentração do K para a obtenção da curva de esgotamento foram feitas quando as plantas tinham 19 dias. Um dia antes destas medições as plantas foram transferidas para uma solução nutritiva idêntica à anterior mas sem K. No décimo nono dia foi adicionada àquela solução 300 $\mu\text{mol l}^{-1}$ de K (K_2SO_4) e durante quatro horas a solução nutritiva foi continuamente amostrada com uma bomba peristáltica ao caudal de 0,5 ml por minuto. A solução foi colectada em tubos de ensaio, em intervalos de 10 minutos, com um fraccionador-colector automático. A concentração de K foi determinada por espectroscopia de emissão (limite de detecção - 0,002 $\mu\text{g ml}^{-1}$).

No fim do ensaio as plantas foram colhidas e a raiz foi separada da parte aérea. Determinou-se o peso fresco e o peso seco da raiz, e o seu comprimento radicular pelo método reticular de Tennant (1975).

A superfície radicular foi calculada considerando o peso fresco de raiz e assumindo que a massa volúmica da raiz era igual à da água ($\rho = 1$). Deste modo, a superfície radicular é dada por $S = 2 \pi r_0 L$, em que L é o comprimento radicular, r_0 o raio médio da raiz calculado do seguinte modo:

$$r_0 = \sqrt{\frac{\text{peso fresco (g)}}{\rho \pi \cdot L \text{ (cm)}}} \quad (\text{E.V.8})$$

1.2- RESULTADOS

A curva de esgotamento do K da solução nutritiva bem como os valores experimentais encontram-se na Fig. V.2. Os restantes dados experimentais necessários à obtenção dos parâmetros cinéticos foram os seguintes:

$C_{\min} = 1,5 \times 10^{-3} \mu\text{mol cm}^{-3}$ (concentração mínima do K medida no ensaio de esgotamento)

Superfície radicular - 5337 cm^2

Volume da solução nutritiva - 2 l

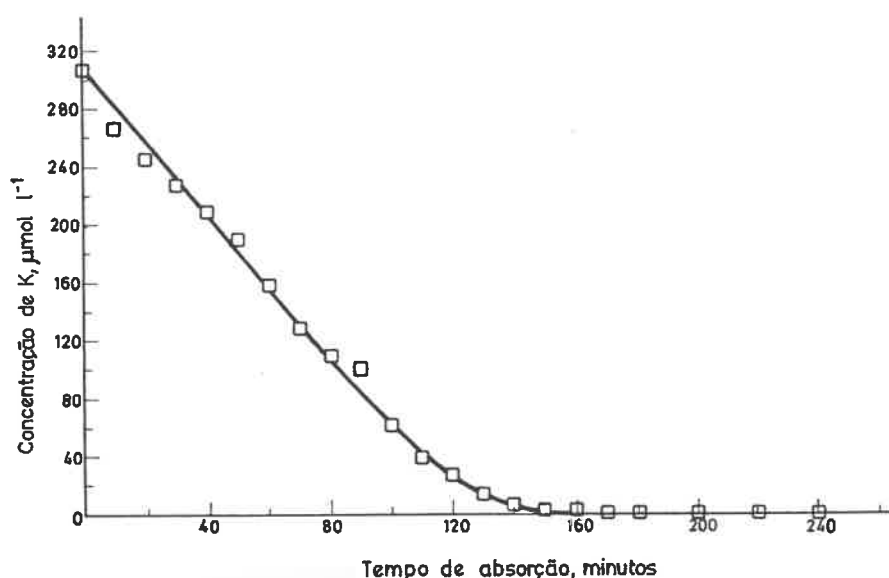


Fig.V.2 - Curva de esgotamento do K numa solução nutritiva por plantas de milho com 19 dias de idade.

Pela linearização da curva de esgotamento, tal como foi descrita na equação E.V.7 (e considerando o volume de solução nutritiva e a superfície radicular), determinámos os valores de K_m e I_{max} . Assim, os parâmetros cinéticos de absorção da cultivar de milho Becks 65x obtidos estão indicados no Quadro V.1.

Quadro V.1 - Parâmetros cinéticos de absorção do K da cultivar de milho Becks 65x.

Símbolo	Parâmetro	Valores obtidos
I_{max}	taxa máxima de influxo	$18,35 \times 10^{-6} \mu\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$
K_m	constante de absorção de Michaelis-Menten	$26,68 \times 10^{-3} \mu\text{mol cm}^{-3}$
C_{min}	concentração mínima ($I_n = 0$)	$1,50 \times 10^{-3} \mu\text{mol cm}^{-3}$

Os valores obtidos para esta cultivar são da mesma ordem de grandeza dos determinados por Claassen e Barber (1977), Baligar *et al* (1979), Schenk e Barber (1980), Mackay e Barber (1985) para outras cultivares de milho. Salientamos também o facto dos valores encontrados com esta metodologia, isto é, a linearização da forma integrada da equação E.V.1, serem muito semelhantes aos obtidos pelo método gráfico (na curva de esgotamento, Fig. V.2), o que aliás tem sido também constatado por Barber (comunicação pessoal).

Substituindo os parâmetros cinéticos na equação de absorção de Michaelis-

-Menten obtemos a equação do influxo do K em função da sua concentração em solução:

$$I_n (\mu\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}) = \frac{18.35 \times 10^{-6} (C - 1,50 \times 10^{-3})}{26.68 \times 10^{-3} + (C - 1,50 \times 10^{-3})} \quad (\text{E.V.9})$$

Esta equação está representada graficamente na Fig. V.3.

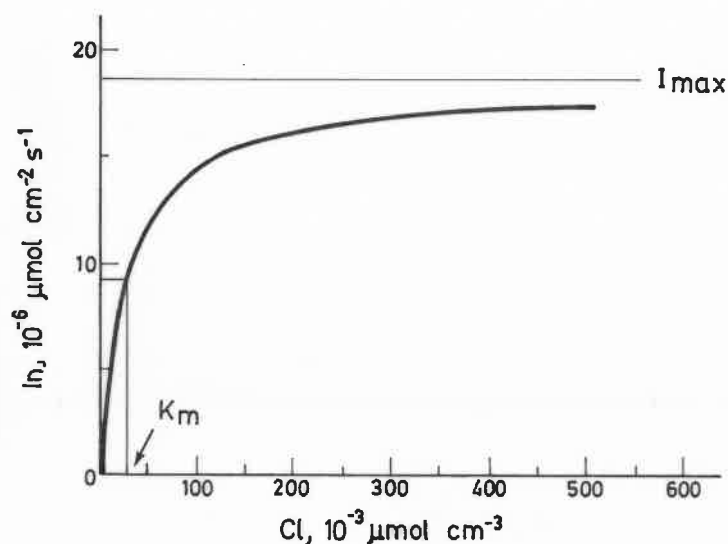


Fig. V.3 - Taxa de absorção do K em função da concentração do K em solução, por plantas de milho com 19 dias.

2- DETERMINAÇÃO DOS FACTORES DO SOLO E DA PLANTA

2.1- MATERIAL E MÉTODOS

2.1.1 - O ensaio em vasos

As características físico-químicas dos solos utilizados nos ensaios em vaso foram já descritas no Capítulo III.

Os solos foram crivados por uma malha de 2mm, sujeitos a fertilização seguida de um período de incubação de 30 dias. Os solos ácidos com valores de pH inferior a 5,5 foram sujeitos a calagem com um calcário dolomítico (CaCO_3 - 60%; MgCO_3 - 35%). Os quantitativos de calcário aplicados aos solos estão indicados no Quadro V.2. Com excepção do solo 3 (Vale da Vilariça), aplicou-se aos restantes solos uma solução nutritiva completa com a seguinte composição e quantidades por vaso: N - 300 mg; P - 300 mg; S - 80 mg; Fe - 20 mg; Zn - 12 mg; Mn - 11 mg; Cu - 3 mg; B - 2mg e Mo - 0,1 mg.

A aplicação de K foi apenas realizada nos solos 12 e 13. Os quantitativos aplicados estão indicados no Quadro V.2. A aplicação do K nestes solos teve apenas como objectivo obter pontos intercalares na recta de regressão apresentada na Fig. V.4.

Utilizaram-se vasos plásticos com o volume de 3l e os solos foram compactados dentro dos vasos consoante a densidade aparente de cada um deles. A humidade a que os solos deviam ser mantidos durante o ensaio foi calculado de modo a que a percentagem de poros com ar se encontrasse entre os 20% e 30%. A densidade aparente e o teor de água dos solos deste ensaio encontram-se indicados também no Quadro V.2. A evaporação à superfície do solo foi reduzida ao mínimo cobrindo o solo com uma folha de plástico.

Quadro V.2 - Condições do ensaio em vasos: densidade aparente, teor de água (θ), níveis de calcário e K aplicado aos solos

Solo	Densidade aparente	Teor de água %	Fertilização	
			Calcário (*) g kg ⁻¹	K mg kg ⁻¹
3	1,25	18,5	0,0	0
4	1,30	23,4	0,0	0
9	1,40	18,2	0,0	0
10	1,40	18,2	1,8	0
12+K ₁	1,30	22,0	0,0	77
13+K ₁	1,00	33,0	0,0	67
14	1,40	22,4	0,0	0
15	1,20	30,0	1,5	0
16	0,90	32,4	3,5	0
20	1,30	22,0	1,5	0

(*) Composição: CaCO₃ - 60%, MgCO₃ - 35%

As sementes de milho (*Zea mays*, cultivar Becks 65x) foram postas a germinar em papel de filtro durante cerca de 5 dias. As raízes das plântulas foram seguidamente cortadas com o comprimento de 5 cm para lhes estimular a ramificação. Escolheram-se 4 plântulas uniformes que foram transplantadas para os vasos. Prepararam-se 7 vasos de cada solo, tendo um deles sido mantido sem plantas.

O crescimento das plantas ocorreu sob condições climáticas controladas. Assim, a temperatura da câmara de crescimento variou entre 27°C durante o período de luz de 16 horas e 20°C durante o restante período de 8 horas. A intensidade luminosa foi 500 Einsteins e a humidade do ar cerca de 60%. Os 7 vasos de cada um dos solos foram pesados e regados diariamente de modo a manterem a humidade inicial.

Dez dias após o transplante fez-se a colheita num grupo de 3 vasos de cada

solo. Esta colheita foi considerada o ponto de partida das medições a realizar na planta e no solo. A segunda colheita foi realizada 20 dias após o transplante nos restantes 3 vasos, onde se determinaram os parâmetros finais.

A parte aérea das plantas foi cortada rente ao solo, seca durante 48 horas a 65°C e determinado o peso seco.

As raízes das plantas foram separadas do solo por um processo combinado de crivagem e decantação conforme os métodos descritos por Böhm (1979). As raízes foram cuidadosamente lavadas de modo a poder recuperar-se o maior número possível de raízes. Determinaram-se o peso fresco e o peso seco de raiz. O comprimento radicular foi estimado na maioria dos casos pelo método reticular de Tennant (1975). A medição do comprimento radicular das plantas que se desenvolveram nos solos 12 e 13 foi feita através dum contador automático Comair. Goubran e Richards (1979) mostraram que a estimativa obtida com este contador conduz a resultados idênticos ao método reticular de Tennant.

A parte aérea e raízes foram moídas e determinado o teor de K por fotometria de chama após digestão nítrico-perclórica das amostras (modificação do método descrito por Schouwenburg e Walinga, 1978).

2.1.2 - Determinação dos parâmetros do solo

Os parâmetros do solo necessários à verificação do modelo foram determinados do seguinte modo:

- Cl_1 , concentração do K em solução - foi determinada após a incubação dos solos à temperatura média de 20°C durante 21 dias conforme o método descrito no Capítulo III, secção 1.3.1. As amostras 15 e 16 foram incubadas à temperatura a que decorreu o ensaio em vasos;

- b , poder tampão do solo para o K. Os valores de b encontram-se, para os solos 3, 12, 14, 15 e 16, representados pelo coeficiente angular das rectas de regressão, respectivamente nas Figuras III.3, III.7, III.9, III.10 e III.11. No caso da regressão ser traduzida por uma curva de tipo exponencial optou-se por determinar o valor de b não na curva teórica de regressão mas determinando a inclinação da recta entre os dois primeiros valores observados, o que corresponde exactamente à zona da curva tampão em que o valor do K na solução do solo varia durante a execução do ensaio;

- D_e , coeficiente de difusão efectiva - calculado para cada solo de acordo com a equação E.II.7: $D_e = D f \theta / b$, em que f - factor de impedância, foi calculado através da equação E.II.8, $f = 1,58 \theta - 0,17$ para os solos com teor de areia inferior a 75%, e através da equação E.II.9, $f = 0,25 \theta$ quando o teor de areia é superior a 75%; o valor de D , coeficiente de difusão do K em água é igual a $1,98 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$; e o valor de θ , teor de água do solo a que este foi mantido durante o ensaio (Quadro V.2).

2.1.3 - Determinação dos parâmetros da planta

Os parâmetros da planta necessários à verificação do modelo foram obtidos do seguinte modo:

- L_0 , comprimento radicular após 10 dias de cultivo

- k , taxa de crescimento da raiz. Neste trabalho assumiu-se que o crescimento da raiz era exponencial, isto é,

$$L = L_0 e^{kt} \quad (\text{E.V.9})$$

sendo L o comprimento radicular no tempo t e L_0 o comprimento radicular quando $t = 0$. Mengel e Barber (1974) tinham demonstrado que o crescimento da raiz do milho, com esta idade, podia ser descrito por uma equação exponencial. Assim, a taxa de crescimento pode ser descrita pela constante k (cm s^{-1})

$$k = \frac{\ln L_1 - \ln L_0}{t_1 - t_0} \quad (\text{E.V.10})$$

Os valores de L_0 e L_1 foram determinados medindo o comprimento radicular ao fim de 10 e 20 dias respectivamente.

- r_0 , raio médio da raiz. O cálculo do raio médio da raiz foi feito a partir do peso fresco da raiz, assumindo que esta tinha uma massa volúmica igual á unidade, tal como, foi descrita pela equação E.V.8.

- r_1 , metade da distância média entre as raízes. Este parâmetro foi calculado de acordo com o que foi definido no Capítulo II, secção 2.2.1, através da equação E.II.19, sendo L_v a densidade do sistema radicular:

$$r_1 = \sqrt{\frac{1}{\pi L_v}} \text{ ou o que é o mesmo } r_1 = \sqrt{\frac{\text{volume de solo}}{\pi L_1}} \quad (\text{E.V.11})$$

- v_o , taxa de consumo de água. Foi calculada em função do consumo de água pelas plantas (após se ter subtraído a perda de água por evaporação determinada no vaso sem plantas). Este parâmetro foi calculado admitindo que a taxa de absorção de água era constante por unidade de raiz. Assim, pôde utilizar-se a fórmula de Williams (Claassen e Barber, 1974):

$$v_o = \frac{w (\ln L_1 - \ln L_o)}{(t_1 - t_o) (L_1 - L_o)} \quad (\text{E.V.12})$$

sendo w - o consumo de água em cm^3 . As outras variáveis foram já definidas anteriormente.

2.2- RESULTADOS

Os dados obtidos em cada uma das três repetições do ensaio em vasos foram utilizados individualmente na determinação dos parâmetros da planta. Estes parâmetros também foram utilizados separadamente na verificação do modelo de Barber e Cushman. A fim de sintetizarmos damos aqui apenas uma indicação da ordem de grandeza dos resultados obtidos, apresentando os valores médios para cada solo. Assim, no Quadro V.3 estão indicados a média de três repetições das seguintes determinações realizadas nas plantas: comprimento radicular inicial - L_o , comprimento radicular final - L_1 , peso seco e teor de K na parte aérea e raiz e a quantidade total do K absorvido.

Como se observa no Quadro.V.3, a quantidade do K absorvido nalguns solos é extremamente baixa e corresponde em quase todos eles a teores de K nas plantas muito reduzidos. Estes baixos teores manifestaram-se nas plantas por sintomas muito claros de deficiência de K. Com efeito, nos solos 14, 15 e 16 observou-se não só um fraco crescimento das plantas mas também um ondulamento e necrose nas margens das folhas mais velhas. Embora não se observassem sintomas visíveis da deficiência de K nas plantas que cresciam nos solos 9, 13 e 20, as plantas apresentavam fraco desenvolvimento vegetativo. Se considerarmos também os teores de K na parte aérea referidos por alguns autores (Jones e Eck, 1973) como sendo os níveis de suficiência em plantas de milho com a mesma idade (35 a 50 g kg^{-1}), os valores obtidos revelam que a concentração de K das plantas seria demasiado baixa (10,40 a 20,67 g kg^{-1}) para se atingir a produção máxima. Do mesmo modo, dados fornecidos por Peaslee e Moss (1966) indicam que os teores de K inferiores a 2000 mg kg^{-1} (peso fresco) provocam uma diminuição da taxa da fotossíntese nas folhas de milho.

Quadro V.3 - Comprimento radicular, peso de matéria seca (M.S.), teor de K nas plantas e K total absorvido por vaso por plantas de milho

Solo	Nível do K	Comprimento radicular		Parte aérea		Raiz		K total absorvido mg
		L ₀ cm	L ₁ cm	M.S. g	K g kg ⁻¹	M.S. g	K g kg ⁻¹	
3	K ₀	6 270	63 470	11,66	37,13	3,66	20,33	507,35
4	K ₀	6 870	39 300	6,13	12,20	1,83	8,54	90,41
9	K ₀	4 210	17 780	3,61	16,67	1,00	7,29	67,47
10	K ₀	4 610	35 590	4,27	31,37	1,75	12,38	155,61
12	K ₁	3 230	36 550	4,99	39,60	1,59	17,70	224,79
13	K ₁	2 730	21 830	3,28	20,67	1,29	10,00	80,70
14	K ₀	6 660	37 710	5,14	13,57	1,97	4,38	78,38
15	K ₀	5 250	31 990	1,94	10,40	1,12	5,41	26,23
16	K ₀	5 370	23 470	1,82	15,30	1,00	5,11	32,96
20	K ₀	6 880	37 990	4,05	17,73	2,44	9,48	94,94

Apesar de ao solo 13 terem sido adicionados 200 mg de K por vaso, os teores de K nas plantas são reduzidos. Atendendo ao K permutável no fim do ensaio e ao K absorvido pelas plantas, concluímos que 25% do K adicionado foi fixado em formas não acessíveis às plantas. Esta poderá ser uma das razões porque as plantas absorveram uma baixa quantidade de K. Repare-se que a quantidade do K absorvido pelas plantas de milho é da mesma ordem de grandeza da do solo 14.

Os parâmetros do solo e da planta, calculados com o critério referido nas alíneas 2.1.2 e 2.1.3, encontram-se para cada solo e para cada vaso nos Quadros V.4 a V.8. Estes parâmetros juntamente com os parâmetros cinéticos da absorção do K (referidos no Quadro V.2) foram introduzidos no modelo matemático de Barber e Cushman (1981). Este modelo fornece a quantidade do K absorvido pelas plantas ao fim do período de cultivo.

A relação entre a quantidade do K absorvido por vaso pelas plantas de milho e a quantidade do K calculado através do modelo de Barber e Cushman encontra-se representada na Fig. V.4. Nesta figura encontram-se indicadas todas as observações feitas para cada solo, isto é, o K absorvido em cada um dos solos é representado por três pontos. A linha a tracejado representa uma recta teórica que passa pela origem e com o coeficiente angular 1. Se o K calculado pelo modelo fosse idêntico ao observado os pontos distribuir-se-iam ao longo desta linha. A recta de regressão encontrada para os pontos experimentais foi $y = 1,07x - 0,23$ (coeficiente de determinação, $r^2 = 0,977$).

Quadro V.4 - Parâmetros do solo 3 e solo 4 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman

Parâmetros	Solo 3			Solo 4		
Do solo						
Cl _i , μmol cm ⁻³	1,230			0,108		
b	5,13			10,42		
De, 10 ⁻⁷ cm ² s ⁻¹	0,90			0,91		
Da planta						
L _o , 10 ² cm	55,71	65,11	67,14	63,68	68,42	73,95
k, 10 ⁻⁶ cm s ⁻¹	2,46	2,34	2,35	2,03	1,99	2,04
r _o , 10 ⁻² cm	1,62	1,51	1,48	1,49	1,48	1,43
r ₁ , 10 ⁻¹ cm	1,24	1,23	1,21	1,61	1,58	1,49
v _o , 10 ⁻⁷ cm s ⁻¹	6,85	8,72	7,77	5,25	4,82	4,26
t, 10 ⁵ s	9,68	9,68	9,68	8,64	8,64	8,64

Quadro V.5 - Parâmetros do solo 9 e solo 10 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman

Parâmetros	Solo 9			Solo 10		
Do solo						
Cl _i , μmol cm ⁻³	0,201			0,232		
b	6,59			10,00		
De, 10 ⁻⁷ cm ² s ⁻¹	0,66			0,43		
Da planta						
L _o , 10 ² cm	35,44	42,71	48,42	21,15	47,58	69,48
k, 10 ⁻⁶ cm s ⁻¹	1,99	1,79	1,91	3,64	2,58	2,32
r _o , 10 ⁻² cm	1,67	1,55	1,59	1,45	1,68	1,41
r ₁ , 10 ⁻¹ cm	2,44	2,40	2,15	1,70	1,69	1,54
v _o , 10 ⁻⁷ cm s ⁻¹	4,76	5,47	5,88	6,41	5,92	4,90
t, 10 ⁵ s	7,60	7,60	7,60	7,60	7,60	7,60

Quadro V.6 - Parâmetros do solo 12 e solo 13 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman

Parâmetros	Solo 12+K1			Solo 13+K1		
Do solo						
Cli, $\mu\text{mol cm}^{-3}$	0,497			0,075		
b	7,20			18,90		
De, $10^{-7} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$	1,10			1,47		
Da planta						
L_0 , 10^2 cm	20,54	33,03	43,40	21,05	24,88	35,96
k, $10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$	2,90	2,60	2,30	2,62	2,52	2,16
r_0 , 10^{-2} cm	1,49	1,30	1,47	1,57	1,52	1,56
r_1 , 10^{-1} cm	1,72	1,57	1,58	2,17	2,09	2,02
v_0 , $10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$	4,67	6,00	5,58	6,72	5,13	4,44
t, 10^5 s	9,50	9,50	9,50	8,64	8,64	8,64

Quadro V.7 - Parâmetros do solo 14 e solo 15 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman

Parâmetros	Solo 14			Solo 15		
Do solo						
Cli, $\mu\text{mol cm}^{-3}$	0,151			0,091		
b	5,33			1,90		
De, $10^{-7} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$	1,56			2,34		
Da planta						
L_0 , 10^2 cm	54,65	64,01	85,05	48,42	51,54	57,42
k, $10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$	2,20	2,06	1,96	2,03	1,99	2,22
r_0 , 10^{-2} cm	1,36	1,44	1,35	1,45	1,33	1,19
r_1 , 10^{-1} cm	1,65	1,63	1,51	1,85	1,82	1,52
v_0 , $10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$	7,49	6,50	4,06	2,70	2,79	2,18
t, 10^5 s	8,42	8,42	8,42	8,64	8,64	8,64

Quadro V.8 - Parâmetros do solo 16 e solo 20 e da planta utilizados na simulação do modelo de Barber e Cushman

Parâmetros	Solo 16			Solo 20		
Do solo						
Cl _i , μmol cm ⁻³	0,096			0,091		
b	2,93			20,50		
De, 10 ⁻⁷ cm ² s ⁻¹	7,10			0,39		
Da planta						
L _o , 10 ² cm	47,19	53,14	60,76	62,17	70,61	73,54
k, 10 ⁻⁶ cm s ⁻¹	1,70	1,69	1,73	2,01	2,00	1,73
r _o , 10 ⁻² cm	1,46	1,58	1,54	1,75	1,68	1,55
r ₁ , 10 ⁻¹ cm	2,16	2,05	1,88	1,68	1,58	1,52
v _o , 10 ⁻⁷ cm s ⁻¹	2,23	2,38	2,40	3,67	3,37	3,29
t, 10 ⁵ s	8,64	8,64	8,64	8,46	8,46	8,46

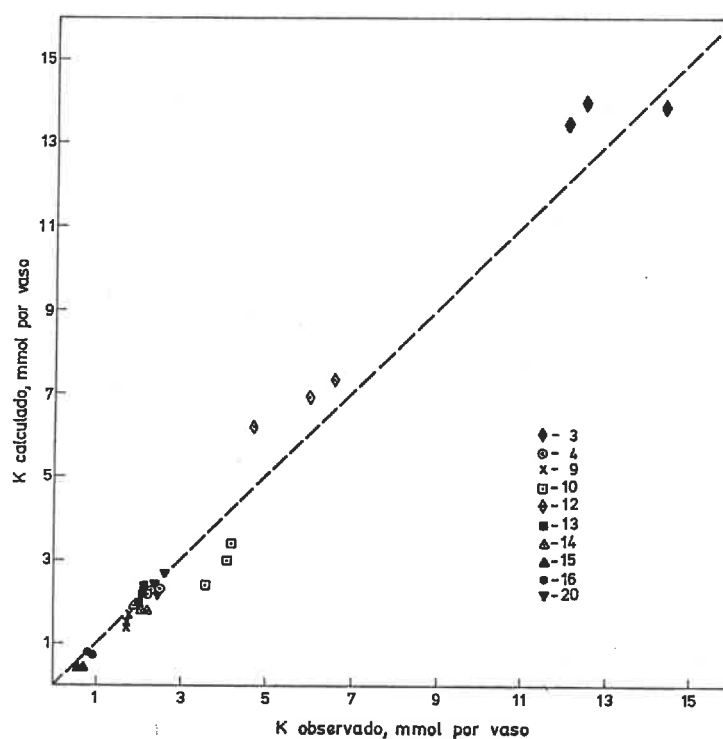


Fig. V.4 - Relação entre o K calculado através do modelo de Barber e Cushman e o K absorvido por plantas de milho. A linha a tracejado representa uma recta que passa pela origem e com um coeficiente angular de 1. A equação da recta de regressão é $y = 1,07x + 0,23$ ($r^2 = 0,977$).

3- DISCUSSÃO

3.1- VERIFICAÇÃO DO MODELO

Como se verifica na Fig V.4, a relação entre os valores observados e os valores calculados pelo modelo de Barber e Cushman é bastante estreita. Estes resultados mostram que este modelo de simulação prevê de forma satisfatória o K absorvido por plantas de milho que se desenvolvem em solos com características bastante diferentes. Repare-se que o K absorvido pelas plantas de milho é bastante variável, embora os solos com níveis médios de " K_2O assimilável" sejam em maior número. Assim, os dois principais pressupostos - o transporte do K no solo por difusão e fluxo de massa e ainda a cinética de Michaelis-Menten na caracterização da absorção do K - são de facto válidos para a descrição do modelo.

Verifica-se também na Fig. V.4 que a distribuição dos pontos sugere que os valores calculados têm tendência a serem mais baixos nos solos com menor disponibilidade de K, podendo tal subvalorização estar relacionada com a libertação do K de formas não permutáveis. De facto, o modelo de Barber e Cushman não considera o K interlamelar que eventualmente possa ser libertado (cfr. Capítulo II, secção 4.2, pressuposto 3)

Um outro aspecto que devemos salientar refere-se à forma como foi calculado o poder tampão do solo para o K. No Capítulo III (secção 2.3) tínhamos descrito as curvas tampão do K através duma recta ou duma regressão não linear de tipo exponencial. Assim o valor b corresponde nuns casos ao coeficiente angular da recta e noutros ao valor de dC_s/dC_i para o nível da concentração do K no início do ensaio. Contudo nos solos 4,9 e 20, como referimos em 2.3 (Capítulo III), o segundo ponto observado estava acima da curva teórica de regressão, e portanto optámos por calcular o valor de b a partir dos valores observados. Isto é calculou-se b com base na derivada entre os dois primeiros valores observados da curva tampão. A não utilização deste critério nos solos 4,9 e 20, mas a utilização da derivada na curva teórica de regressão deu origem a desvios acentuados relativamente ao K previsto pelo modelo. Se utilizássemos o valor de b na curva de regressão o K calculado pelo modelo viria em média subvalorizado de 86%, 20% e 76% respectivamente nos solos 4, 9 e 20. Levanta-se pois a questão da constância de b , que é um dos pressupostos considerados no modelo. Como ficou demonstrado o valor de b varia muito rapidamente quando existem no solo colóides com uma elevada afinidade para o K, como por exemplo as micas e ilites mais ou menos meteorizadas. Por esta razão, aquando da realização do ensaio biológico com vista à verificação do modelo, Barber recomenda a adubação potássica prévia dos solos pobres em potássio, para se evitar a zona da curva tampão em que existe uma maior variação de b (comunicação pessoal).

3.2- ANÁLISES DE SENSIBILIDADE

Uma vez que o modelo de Barber e Cushman prevê de forma satisfatória a absorção do K nos solos de Trás-os-Montes é possível antever quais as consequências da variação de um ou mais parâmetros na quantidade do K absorvido pelas plantas. Simularemos seguidamente qual o efeito da variação da concentração do K e do teor de água do solo na absorção do K pelas plantas.

3.2.1 - Variação da concentração do K em solução

Quando atrás descrevemos os ensaios em vasos, referimos que os solos 12 e 13 foram sujeitos à adubação potássica com o objectivo de se obterem valores intermédios da absorção do K. Contudo, será importante estimar qual a quantidade do K absorvido pelas plantas de milho no caso destes dois solos não terem sido adubados com K. Assim, utilizaremos os parâmetros médios dos solos 12 e 13 apresentados no Quadro V.6, mas em que o valor da concentração do K em solução, Cl_i , era o valor inicial destes solos sem adubação potássica, isto é, $0,220 \mu\text{mol cm}^{-3}$ para o solo 12 e $0,010 \mu\text{mol cm}^{-3}$ para o solo 13. Procurámos saber, por outro lado, qual o teor de K na parte aérea das plantas de milho partindo dos pressupostos de que a quantidade de matéria seca produzida e a percentagem de K contida nas raízes eram idênticas aos indicados no Quadro V.3. Apresentamos no Quadro V.9 os resultados esperados.

Quadro V.9 - K absorvido e teores respectivos na parte aérea de plantas de milho cultivadas nos solos 12 e 13 sem adubação potássica. Resultados obtidos por simulação através do modelo de Barber e Cushman.

Solos	K total absorvido mmol/vaso	K na parte aérea mg g kg ⁻¹	
12	3,20	109,5	21,94
13	0,28	9,2	2,80

No Quadro V.9 estão indicados os quantitativos de K absorvidos pela parte aérea e teores respectivos em plantas de milho que teriam sido obtidos nos solos 12 e 13 se estes não tivessem sido adubados com K. Como se verifica, as quantidades do K absorvido são muito baixas, em especial no solo 13 e as plantas de milho teriam certamente manifestado sintomas nítidos de deficiência de K. A quantidade de matéria seca produzida seria muito provavelmente menor do que a indicada no Quadro V.3.

3.2.2 - Variação do teor de água do solo

As análises de sensibilidade realizadas por Silberbush e Barber (1983b) e Barber (1985) mostraram que o factor mais importante na absorção do K é o comprimento radicular das plantas, havendo uma relação linear entre eles. Os autores mostraram também que os dois factores do solo que maior influência tinham na absorção do K eram a concentração do K da solução do solo (Cl_i) e o poder tampão do solo para o K (b) (cfr. Fig. II.14). Como se pode observar na Fig. II.18, o coeficiente de difusão (De) mostra ter um efeito muito reduzido na absorção do K. Consideramos, contudo, que esta análise de sensibilidade dá uma ideia menos realista de qual poderá ser o efeito deste parâmetro. Barber (1985) ao realizar a análise de sensibilidade manteve todos os parâmetros constantes limitando-se a multiplicar De por 0,5, 1,5, e 2. Mas se nos debruçarmos sobre a fórmula de De ($De = D f \theta / b$) o factor mais susceptível de variar no mesmo solo é θ . Repare-se que θ também entra na fórmula do factor de impedância f ($f = 1,58 \theta - 0,17$), o que significa que uma pequena variação de θ tem um efeito mais do que proporcional no valor de De . Assim, pensamos que na análise de sensibilidade o parâmetro que deve ser alterado é θ e não De . Além disso, se considerarmos as condições edafo-climáticas sob as quais se faz agricultura em Trás-os-Montes, sobretudo a agricultura de sequeiro, parece-nos que, para além do comprimento radicular e da concentração do K na solução, o factor água (traduzido no modelo por θ) é aquele que poderá ter um efeito mais marcante na absorção do K pelas plantas. Tal como referíamos no Capítulo II, o teor de água do solo é determinante no transporte do K para a superfície da raiz.

Assim, com o objectivo de mostrarmos qual o efeito do teor de água na absorção do K pelas plantas, utilizámos os parâmetros médios encontrados para o solo 12 (Quadro V.10) e fizemos variar θ , mantendo constantes os restantes parâmetros. Como termo de comparação analisámos também a variação de Cl_i e de b . Enquanto que Cl_i é facilmente manipulável em condições naturais, através de adubação potássica, o parâmetro b tem tendência, no mesmo solo, a manter-se aproximadamente constante.

Na Fig. V.5 apresentamos a análise do efeito de θ , b e Cl_i feitas separadamente e em que os restantes parâmetros médios do solo 12 (Quadro V.10) se mantiveram constantes. Nesta situação θ , b e Cl_i foram multiplicados pelos factores 0,75, 1,25 e 1,5. Esta amplitude dos factores de multiplicação tem que ver com as constantes de humidade do solo 12. Assim, os valores de θ quando multiplicados por 0,75 e 1,5 correspondem aos teores de humidade de 16,5% (pF 3,5 ~ - 3 bar) e 33% (pF 2 ~ - 0,1 bar) respectivamente. Assumimos aqui que entre estes teores de humidade se manterá aproximadamente constante o comprimento radicular das plantas de milho, condição necessária, aliás, para se efectuar a análise de sensibilidade. Com efeito, Portas e Taylor (1976)

indicam que apenas abaixo de uma tensão de humidade de -6 bar houve um decréscimo progressivo do comprimento radicular do milho.

Quadro V.10 - Parâmetros médios do solo 12 e da planta utilizados na simulação da absorção de K

Parâmetro	Valor
$I_{\max}$, influxo máximo	$18,35 \times 10^{-6} \mu\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$
K_m , constante de absorção de Michaelis-Menten	$26,68 \times 10^{-3} \mu\text{mol cm}^{-3}$
$C_{\min}$, CI quando $I_n = 0$	$1,50 \times 10^{-3} \mu\text{mol cm}^{-3}$
L_0 , comprimento inicial da raiz	$32,33 \times 10^2 \text{ cm}$
k , taxa de crescimento da raiz	$2,60 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$
r_0 , raio médio da raiz	$1,42 \times 10^{-2} \text{ cm}$
Cl_i , K inicial em solução	$4,97 \times 10^{-1} \mu\text{mol cm}^{-3}$
b , poder tampão do solo para o K	7,20
De , coeficiente de difusão efectiva	$1,10 \times 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$
v_0 , influxo de água	$5,42 \times 10^{-7} \text{ cm}^{-2} \text{s}^{-1}$
r_1 , metade da distância média entre raízes	$1,62 \times 10^{-1} \text{ cm}$
t , tempo	$9,50 \times 10^5 \text{ s}$

Por outro lado, a hipótese do teor de água influenciar duma outra forma a difusão do K poderia surgir se o poder tampão do solo para o K (b) variasse. Uma vez que $b = Cs / Cl$, a alteração de θ poderia afectar a variação de Cs e Cl de forma diferente de tal modo que b se alterasse. Contudo, um ensaio deste tipo realizado por Kuchenbuch *et al* (1986) mostra que a variação de θ tem um efeito muito reduzido sobre b . Chamamos também a atenção que este foi um dos pressupostos para a aplicação do modelo (pressuposto nº 7, secção 4.2, Capítulo II).

Como se verifica na Fig. V.5, a variação de Cl_i tem um efeito mais acentuado na quantidade do K absorvido pelas plantas que a dos restantes parâmetros do solo. O parâmetro θ , é a seguir a Cl_i , aquele que maior efeito teve na quantidade do K absorvido surgindo por último o valor b . Note-se porém que em condições naturais e durante o período de cultivo dum solo, θ é o factor que sofre mais flutuações, enquanto que b tem mais tendência a manter-se constante. Consideramos que a utilização de θ em vez de De na simulação do K absorvido dá-nos uma ideia mais próxima duma situação real. Note-se que o aumento do teor de água de 16,5% para o dobro deste valor ($\theta = 33\%$) corresponde a um aumento de De de $0,41 \times 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$ para $3,19 \times 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$, isto é, o valor de De vem multiplicado 8 vezes. Por conseguinte, a variação do K absorvido pelas plantas é mais acentuada (na amplitude considerada) do que quando b varia, tendência esta não observada na análise de sensibilidade efectuada por Barber (cfr. Fig. II.18).

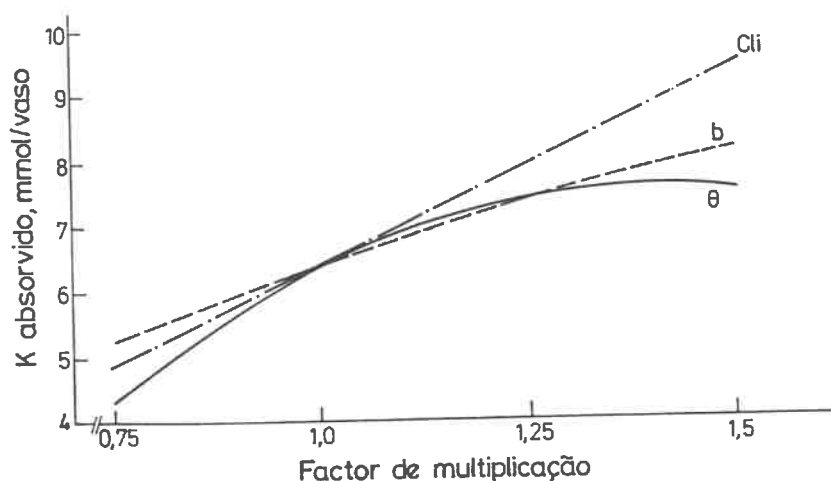


Fig. V.5 - Simulação da absorção do K pelas plantas quando se faz variar a concentração de K (Cl), o teor de água (θ) e o poder tampão do solo para o K (b), utilizando o modelo de Barber e Cushman.

Kuchenbuch *et al* (1986b) obtiveram uma correlação elevada entre o K absorvido por plantas de cebola e o K calculado pelo modelo de Claassen e Barber (1976) quando variaram os teores de água do solo. O ajustamento dos valores observados e calculados foi maior quando o teor de água variou entre $\theta = 17\%$ ($pF = 3,7$) e $\theta = 37\%$ ($pF = 2$). Abaixo e acima desses valores houve, respectivamente, ligeira sobreavaliação e subavaliação em relação aos valores observados. Os desvios ficaram a dever-se a diferenças no comprimento radicular, que se assumiu ser constante para todos os teores de água simulados.

Poderemos, pois, concluir que, se mantivermos constante a concentração do K em solução, a absorção do nutriente pelas plantas depende da humidade do solo devido influência desta na mobilidade do K. Os teores de água reduzidos afectam, por outro lado, o comprimento radicular, que é um factor adicional na redução da absorção do K pelas plantas. A adubação potássica tem, no entanto, um efeito positivo nestas condições, aumentando o valor de Cl e originando uma maior absorção de K. Este efeito da adubação potássica foi referido por van der Paauw (1958), o qual mostrou que a resposta à adubação potássica do trigo, batata e gramíneas pratenses era mais acentuada nos anos em que a precipitação era menor.

CAPÍTULO VI

DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Conforme foi oportunamente referido, a parte experimental deste trabalho consistiu, para além da caracterização dos solos, de dois ensaios biológicos: o primeiro efectuou-se com azevém e tinha como principal objectivo avaliar as reservas de K dos solos; o segundo, cuja planta teste foi o milho, tinha como objectivo testar o modelo de Barber e Cushman que prevê a absorção do K.

Embora nos capítulos respectivos (IV e V) tenham já sido discutidos os resultados dos respectivos ensaios, parece-nos conveniente, nesta altura, apresentar uma discussão geral em que serão focados os seguintes aspectos:

- as necessidades das plantas em K e o interesse da adubação potássica nos solos estudados;
- o agrupamento dos solos de acordo com as suas reservas em K, tendo em conta as características físico-químicas dos solos e os resultados obtidos sob um regime de esgotamento do K;
- a hierarquização dos factores limitantes da nutrição potássica de cada solo ou grupo de solos, dado que o modelo de Barber e Cushman foi verificado para os solos estudados.

A utilização neste trabalho de duas plantas-teste, o azevém com uma baixa necessidade e o milho com necessidade elevada em K, permite-nos retirar algumas conclusões quanto à capacidade dos solos para suportar plantas com diferentes exigências em K.

A capacidade do solo para fornecer o K, a curto e a longo prazo, depende das características físico-químicas e mineralógicas dos solos. Estas características podem atribuir-se, em primeiro lugar, à composição do material originário, e, em segundo lugar, ao grau de desenvolvimento dos solos provocado pelos processos de meteorização. Estes, naturalmente, ocorrem em cada região sob condições climáticas distintas. Parece-nos importante agrupar os solos de acordo com as suas características físico-químicas e mineralógicas, na medida em que elas induzem a determinados comportamentos-padrão.

É possível, ainda, identificar para alguns dos grupos de solos os factores que limitam a alimentação potássica das plantas. Uma vez que a difusão é o principal processo de transporte do K no solo, como se comprovou pela verificação do modelo de Barber e Cushman, então a concentração do K em solução e o teor de humidade são os factores do solo mais determinantes da disponibilidade do K. Mas a difusão ocorre apenas numa zona limitada do solo, a da vizinhança imediata da raiz, e, por conseguinte,

a extensão do sistema radicular é um factor decisivo da magnitude com que o K é transportado para a raiz. Assim, será com base nos parâmetros seguintes que se fará a avaliação dos factores limitantes da nutrição potássica de cada solo ou grupo de solos: condições de enraizamento, condições de humidade, " K_2O assimilável" e poder tampão do solo para o K.

Como referimos no Capítulo III, tentámos que os solos seleccionados para o estudo mais pormenorizado fossem representativos das principais unidades pedológicas de Trás-os-Montes. Esta condição é, evidentemente, necessária para algumas das generalizações aqui feitas. Salientamos que no conjunto dos solos estudados, os derivados de xistos e os derivados de granitos são os mais representativos da região. Devido à elevada representatividade dos solos derivados de xistos, incluímos no ensaio preliminar, além dos solos 4 e 20, mais seis solos (2, 8, 11, 17, 18, e 19) (cfr. Anexo I) todos eles com características semelhantes (constatadas através das análises físico-químicas e mineralógicas, bem como dos resultados obtidos no ensaio biológico com o azevém). A seguir a este grupo aparecem os derivados de granitos, solos 9 e 10. Recordamos que os solos 1 e 6 (Anexo I) foram incluídos nos estudos preliminares, mas, dadas as suas semelhanças com o solo 9, não foram incluídos nos estudos subsequentes.

Na discussão que se segue procuraremos reunir a informação dispersa ao longo dos três capítulos anteriores e deduzir quais as implicações de carácter agronómico daí resultantes.

1- EXIGÊNCIAS DAS PLANTAS EM K E NECESSIDADE DA ADUBAÇÃO POTÁSSICA

Os dois ensaios em vaso que realizámos tinham, como se observou, um carácter muito distinto. O ensaio com azevém tinha por objectivo esgotar o K do solo no sentido de se avaliarem as suas reservas e nele se utilizou um pequeno volume de solo (<1 l). Reconhecemos que existem diferenças acentuadas entre o desenvolvimento das plantas em condições naturais e o seu desenvolvimento neste tipo de ensaio em vasos. Com efeito, as plantas que se desenvolvem num pequeno volume exploram a maioria do solo, enquanto que em condições de campo apenas uma pequena parte do volume de solo é explorado. Com base nos elementos fornecidos por Beringer (1985) e Goulding (1987), consideramos que o ensaio em vasos (que se prolongou por 375 dias e em que o azevém sofreu 15 cortes) poderá corresponder a vários anos de cultivo em condições naturais.

No outro ensaio, em que o milho foi utilizado como planta-teste, as raízes desenvolveram-se num maior volume de solo (3 l) e o período máximo de crescimento foi de 21 dias. Neste caso, portanto, as plantas exploraram menos intensivamente o solo, absorvendo, sobretudo, o K imediatamente disponível. É, assim, possível retirar deste ensaio conclusões quanto à capacidade do solo para fornecer o K a plantas com exigências elevadas neste nutriente.

Como já referimos, a necessidade de adubação potássica dos solos é função das exigências em K das plantas, as quais dependem do período de tempo em que as plantas absorvem a maioria do K e das características do seu sistema radicular. Por exemplo, as gramíneas pratenses e os cereais de Inverno são plantas com necessidade em K reduzida⁽¹⁾. Além disso, a elevada densidade do seu sistema radicular permite-lhes uma exploração eficiente do K do solo. Enquanto que, plantas com um ciclo de crescimento curto, como o milho e a batata, têm, pelo contrário, maiores necessidades diárias de K⁽²⁾.

Podemos concluir que os solos 13, 14, 15 e 16 não permitem o crescimento em condições óptimas nem do milho nem do azevém, devido, por um lado, ao seu baixo teor de "K₂O assimilável" (81, 55, 91 e 90 mg kg⁻¹ respectivamente) e, por outro, à sua baixa reserva em K. E, no entanto, os teores de "K₂O assimilável" são considerados médios. Relativamente à planta do milho observámos mesmo sintomas claros de deficiência de K nas folhas.

Os solos 3, 4, 10 e 20 têm reservas elevadas de K, permitindo, na ausência de adubação potássica, o cultivo prolongado de plantas com baixa necessidade de K, apesar do "K₂O assimilável" dos solos 4, 10 e 20 (80, 91 e 100 mg kg⁻¹ respectivamente) ser da mesma ordem de grandeza do do grupo anterior (solos 13, 14, 15 e 16).

Os solos 9 e 12 apresentaram um comportamento intermédio entre aqueles dois grupos de solos.

Embora os solos 3, 4, 9, 10, 12 e 20 apresentem reservas médias a elevadas de K, o seu comportamento perante uma cultura com elevada exigência em K é diverso. Se considerarmos, os teores de K na parte aérea do milho (na ausência de adubação potássica) verifica-se que apenas os solos 3 e 10 proporcionariam às plantas uma nutrição potássica adequada. Por conseguinte, os solos 4, 9, 12 e 20, embora possam manter sob cultivo mais ou menos prolongado uma cultura com baixa exigência em K, não permitem

(1) Com base nos dados fornecidos por Cooke (1982), Arnold (1978) e Robinson (1985) calculámos as necessidades médias de K das gramíneas, as quais variavam entre 0,4 a 1,3 kg ha⁻¹ dia⁻¹. Em relação ao trigo a taxa máxima de absorção é de 2 kg ha⁻¹ dia⁻¹ (Mengel, 1982, Beaton e Sekhon, 1985).

(2) Mengel (1982) indica 6-8 kg ha⁻¹ dia⁻¹ e Welsh e Flannery (1985) 2,3 - 10,7 kg ha⁻¹ dia⁻¹ para o milho e Roberts e Mc Dole (1985) referem para a batata 2,0 - 3,7 kg ha⁻¹ dia⁻¹.

o cultivo adequado de plantas com elevada necessidade de K, como o milho, porque as quantidades de K imediatamente disponíveis são baixas.

O potencial produtivo do solo 3, proveniente de depósitos de aluvião, é extremamente elevado quando comparado com o dos solos restantes, o que explica a elevada produção de matéria seca alcançada com a cultura do milho (cfr. Quadro V.3). A quantidade elevada de K extraída pelas plantas está certamente relacionada com a quantidade elevada do "K₂O assimilável" do solo (676 mg kg⁻¹).

2- CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS DE ACORDO COM AS SUAS RESERVAS EM K E PRINCIPAIS FACTORES LIMITANTES DA NUTRIÇÃO POTÁSSICA DAS PLANTAS

Grupo 1- Solos derivados de xistos ou granitos sujeitos a condições de meteorização intensa

Os solos de Montalegre estão sujeitos, como referimos no Capítulo III, a condições de meteorização intensa. A elevada precipitação e as baixas temperaturas são propícias à acumulação da matéria orgânica, a qual, por sua vez, é também responsável pela alteração rápida dos minerais ricos em K, como os feldspatos e micas. Estas condições favorecem o arrastamento do K e a diminuição das reservas de K. Os minerais resultantes destas condições de meteorização são, na camada superficial, o quartzo e a caulinite e, em menor quantidade, a vermiculite e vermiculite-Al. A presença destes minerais é reveladora da baixa reserva de K e do seu baixíssimo poder tampão para este nutriente. A afinidade reduzida para o K dos locais de adsorção da matéria orgânica e da caulinite faz com que uma elevada percentagem do K se encontre na solução do solo, ficando portanto mais sujeito à lixiviação.

Desconhecemos a realização de qualquer estudo sobre as perdas de nutrientes por lixiviação na zona de Montalegre, mas presumimos que as perdas de K sejam ali elevadas, sobretudo quando ocorre precipitação intensa. Por outro lado, o aumento de temperatura que ocorre a partir de Junho cria condições para uma mineralização rápida da matéria orgânica dos solos, que conduz não só a uma elevação do teor de nitratos do solo, como ao consequente aumento da actividade do H⁺ e Al³⁺. Este vem acompanhado dum aumento da acidez de troca do solo, em parte à custa do deslocamento do K de troca

para a solução do solo. Deste modo, a precipitação elevada que ocorre normalmente na zona a partir do Outono contribuirá, em larga medida, para a lixiviação do K⁽³⁾.

A aplicação de calcário aos solos 15 e 16 elevou os valores do pH, respectivamente para 5,9 e 5,3 e conduziu a um aumento do seu poder tampão para o K para valores duas e quatro vezes superiores. Pode prever-se, portanto, que a calagem destes solos contribuirá para uma maior retenção do K e consequente diminuição do K susceptível de ser lixiviado. A calagem tem nestes solos um efeito ainda mais importante, que é a diminuição da toxicidade do alumínio. O excesso de alumínio afecta negativamente o desenvolvimento do sistema radicular das plantas, o qual como referimos anteriormente, é o parâmetro com maior importância na absorção do K.

Pires (1985) determinou os níveis de Ca, Mg e K nos solos de parcelas com prados de montanha nas serras do Marão, Alvão, e Barroso. Determinou também os teores daqueles nutrientes nas folhas duma mistura de gramíneas e trevo, em que aquelas eram largamente predominantes. Os solos ali mais representados⁽⁴⁾ possuem características semelhantes aos solos de Montalegre utilizados neste estudo (solos do grupo I). A sua análise físico-química revelou que eram solos ácidos, com teores elevados de matéria orgânica e texturas grosseiras. Verificou-se também que no maior número de casos em que as percentagens de K nas plantas eram mais reduzidas (< 2,0% de K) ⁽⁵⁾ os teores de matéria orgânica dos solos eram muito elevados (8,2 a 28,8%) e com níveis do K permutável de 0,22 a 0,37 cmol_c kg⁻¹ ⁽⁶⁾. Para idênticos níveis do K permutável e mesmo inferiores, mas em que o teor de matéria orgânica era < 5%, os teores de K nas plantas eram mais elevados. Os resultados do trabalho de Pires (1985) indicam, pois, uma tendência para uma menor disponibilidade do K à medida que se eleva o teor de matéria orgânica do solo.

Marques (1987), avaliando a influência de factores ambientais na qualidade das estações onde estavam implantados povoamentos de pinheiro bravo no Vale do Tâmega, concluiu que o teor de "K₂O assimilável" foi, depois da temperatura, o factor mais significativamente correlacionado com a altura dominante dos povoamentos. A grande maioria dos solos incluídos nesse estudo foram classificados como Cambissolos úmbricos de xistos ou granitos, e caracterizados como sendo ácidos, com texturas

(3) As precipitações médias nos meses de Novembro a Março ascendem a cerca de 200 mm (Serviço Meteorológico Nacional, 1970)

(4) Cambissolos úmbricos órticos, Cambissolos úmbricos crómicos, Leptossolos úmbricos, Paracambissolos úmbricos (COBA, 1988).

(5) Salientamos que os níveis de Ca nas plantas eram considerados marginais e os de Mg susceptíveis de causar nos animais a tetania (Pires, 1985).

(6) Dados não publicados.

grosseiras e elevados teores de matéria orgânica. A precipitação média da área estudada é de 1359 mm. Consideramos, pois, que aqueles solos apresentam muitas semelhanças com os do grupo I.

Desconhecemos a existência de qualquer estudo com o objectivo de avaliar a resposta do pinheiro à adubação potássica na região. Estudos realizados noutros locais indicam que os pinheiros têm uma necessidade evidente em K (Marques, 1987; Vexkull, 1985). Segundo este último autor, a elevada necessidade de K é atribuída em parte ao facto das plantas arbóreas apresentarem um sistema radicular mais grosseiro, isto é, raízes mais grossas e suberizadas, e menos uniformemente distribuídas, o que as torna pouco eficientes na absorção dos nutrientes menos móveis. Por outro lado, Bowen (1984), em estudos realizados com o *Pinus radiata*, mostrou que a maior proporção de raízes finas se encontrava nas camadas superficiais e as raízes abaixo dos 50 cm tinham como principal função a absorção de água. Por conseguinte, a maior proliferação das raízes finas que absorvem o K encontrava-se nas camadas superficiais, onde a acumulação de matéria orgânica é maior.

Os resultados de Marques (1987) mostram que a grande maioria dos solos onde está implantado o pinheiro bravo são solos com teores elevados de matéria orgânica, que, como tem sido referido ao longo deste trabalho e como ficou demonstrado para os solos de Montalegre, apresentam baixas reservas de K. A alimentação potássica das plantas fica, portanto, só dependente do K imediatamente disponível. Nos solos do Vale do Tâmega o "K₂O assimilável" atingiu muitas vezes valores reduzidos. Embora Marques (1987) não tenha demonstrado que existia uma carência de K nos povoamentos de pinheiro bravo, os resultados obtidos deixam prever que o nível de "K₂O assimilável" seja, naquela zona, um factor limitante ao crescimento do pinheiro. Apenas ensaios de fertilização no campo poderão afastar quaisquer dúvidas e sugerir se a adubação potássica tem ou não interesse económico.

Em resumo, os dados de Pires (1985) e Marques (1987) vêm corroborar os resultados obtidos para os solos do grupo I, isto é, solos com texturas grosseiras, ácidos e teor elevado de matéria orgânica têm tendência para apresentar uma baixa disponibilidade de potássio. As deficiências de K em solos ricos em matéria orgânica, ou em solos orgânicos tem sido salientada também por outros investigadores (Barber, 1985, Mengel, 1985 e Mengel e Kirkby, 1987).

O cultivo do centeio na Zona Agrária do Barroso e Alturas faz-se frequentemente numa rotação bienal com a batata, cultura esta adubada em geral

copiosamente com o composto 7:14:14 (Portela *et al*, 1986⁽⁷⁾; Bernardo, 1988). Contudo, sempre que a cultura seja realizada fora desta rotação (ou doutra em que não entra a adubação potássica), consideramos que se deve ponderar a aplicação do K. Recordamos que níveis de "K₂O assimilável" de 90 mg kg⁻¹ nos solos de Montalegre deram origem a respostas positivas ao K por parte duma gramínea.

Numa agricultura de montanha há sérias limitações à produção, sendo os prados uma das poucas alternativas culturais disponíveis (Moreira, 1986). O melhoramento das pastagens surge, portanto, como um importante objectivo do desenvolvimento daquele tipo de agricultura. A adubação potássica conta-se entre as várias práticas a adoptar para se alcançar o melhoramento das pastagens de montanha, sobretudo quando implantadas em regiões com precipitação elevada, solos ácidos, com texturas grosseiras e teores elevados de matéria orgânica. A introdução de trevo branco é também uma das vias consideradas por Moreira (1986) para se atingir aquele desiderato. Quando em consociação com leguminosas, as gramíneas apresentam maior vantagem na exploração do K do solo. Assim, há frequentemente a necessidade de se realizar a adubação potássica para se manter uma proporção adequada da leguminosa na mistura.

Grupo II - Solos derivados de rochas básicas e ultrabásicas

Os solos 12, 13 e 14 têm em comum o facto de se terem desenvolvido sobre rochas ultrabásicas. Apresentam, porém, algumas características distintas, quer no que diz respeito aos aspectos morfológicos dos perfis, quer relativamente às propriedades físico-químicas do solo. O solo 13, por exemplo, formou-se sob a influência de sedimentos argilosos, mas estes assentam sobre rocha ultrabásica. Como seria de esperar, as rochas ultrabásicas possuem uma percentagem reduzida de minerais ricos em K. Por conseguinte, a quantidade do K total e as reservas de K dos solos são muito reduzidas.

Apesar das baixas reservas de K destes solos, os valores da CTCe e o poder tampão para o K são mais elevados que nos outros grupos de solos estudados. Com efeito, a CTCe dos solos variou entre 8 e 18 cmolc kg⁻¹ e os valores do poder tampão para o K entre 5 e 19. A percentagem de montmorilonite da fracção argila contribui, em grande parte, para o poder tampão dos solos 12 e 13. O solo 14 é um solo muito incipiente, pouco profundo, e em que os minerais de argila mais abundantes são a clorite e vermiculite. Apresenta, portanto, um poder tampão para o K mais baixo que o dos outros dois solos.

⁽⁷⁾Dados não publicados.

Os níveis de " K_2O assimilável" dos solos 13 e 14 (81 e 55 mg kg⁻¹) e as suas baixas reservas em K originam respostas à adubação potássica do azevém logo após o primeiro corte. No caso do milho esses níveis de K provocaram mesmo sintomas de deficiência de K nas folhas. Apesar do nível mais elevado do " K_2O assimilável" no solo 13, a produção relativa do azevém e os teores de K nas plantas foram mais baixas neste solo. Esta aparente contradição está relacionada com o elevado poder tampão para o K do solo 13. Quantidades próximas do K permutável nos dois solos correspondem a concentrações de K na solução muito diferentes. Repare-se que nos solos 13 e 14 o K em solução foi respectivamente de 10 e 151 $\mu\text{mol l}^{-1}$. Isto significa que no caso do solo 13 é necessário manter um nível mais elevado do K permutável para que a concentração do K em solução seja mantida a um nível adequado à alimentação das plantas. O solo 13 tem uma representatividade muito reduzida em Trás-os-Montes, limitando-se apenas a algumas manchas nem sempre cartografáveis ⁽⁸⁾. Contudo, dada a sua especificidade (caso extremo no que se refere ao teor de argila), foi incluído neste estudo. O teor elevado de argila confere-lhe um elevado poder tampão, e, consequentemente, um comportamento algo distinto dos restantes solos.

Apesar das baixas reservas de K verificadas nos solos do grupo II, o solo 12 manteve o azevém sob cultivo durante cinco cortes sem responder à adubação potássica, tendo libertado 278 mg kg⁻¹ de K não permutável. Esta quantidade deverá ser proveniente da libertação do K interlamelar das micas da fracção limo.

Uma parte dos cereais de Inverno é cultivada em solos derivados de rochas básicas e ultrabásicas. Dado que as reservas em K destes solos são, dum modo geral, baixas, existe a possibilidade do cereal responder à adubação potássica. Ela dependerá efectivamente do teor de " K_2O assimilável".

Grupo III - Solos derivados de granitos

Os solos 9 e 10 são provenientes de Miranda do Douro e desenvolveram-se sobre granitos, embora com influência de depósitos sedimentares argilosos. Qualquer deles possuía pH baixo, mas o solo 9 fora sujeito à calagem em 1983, isto é, dois anos antes da colheita da amostra de solo utilizada nos ensaios (note-se que o pH da camada 25-50 cm é de apenas 4,8). A textura grosseira e a sua acidez contribuem para que esses solos possuam um baixo poder tampão para o K.

No solo 9, com uma profundidade superior à do solo 10, observámos, porém, que as raízes das plantas estavam circunscritas a uma camada menor (Anexo IV-A). Isto

(8) Apenas foram cartografados (COBA, 1988) solos semelhantes a estes, mas com uma menor profundidade e que foram designados por Cambissolos vérticos de depósitos sedimentares argiláceos sobre rochas ultrabásicas.

deve-se ao facto do solo 9 apresentar um teor elevado de alumínio de troca ($3,25 \text{ cmolc kg}^{-1}$) na camada de 25-50 cm, o que dificulta o enraizamento das plantas. A baixa densidade radicular das plantas de trigo a profundidades superiores a 25 cm foi igualmente por nós verificada, quando da observação do perfil do solo. É difícil ultrapassar esta limitação, na medida em que é quase impraticável a correcção da acidez das camadas do subsolo; por conseguinte, as potencialidades de utilização deste solo são reduzidas. À sua boa profundidade e elevada capacidade de armazenamento de água temos de contrapor a toxicidade do alumínio, factor limitante de grande relevância.

O factor mais limitante do solo 10 é também a fraca capacidade de enraizamento, mas agora devida à proximidade da rocha-mãe (a 40 cm) e ao baixo pH (5,1). A calagem deverá ser uma prática a considerar nos solos do grupo III, pois terá um efeito duplamente positivo: aumentará as condições de enraizamento e o poder tampão para o K. Qualquer destes factores tem, como vimos, um efeito muito significativo na nutrição potássica das plantas. Registe-se que no solo 10, o efeito da correcção da acidez se traduziu num aumento do poder tampão para o K de 3,2 para 10,2.

Nos solos 9 e 10 a quantidade de " K_2O assimilável" é bastante semelhante. Contudo, o solo 10 tem uma capacidade para fornecer o K a curto ou a longo prazo muito superior, tendo libertado uma quantidade de K superior a três vezes a do solo 9. Lembramos que o solo 10 se manteve sob cultivo intensivo com azevém sem nunca responder à adubação potássica, enquanto que o solo 9 respondeu ao K após o quinto corte. Do mesmo modo, no ensaio realizado com milho no solo 10 os teores de K na parte aérea foram duas vezes superiores.

A maior capacidade do solo 10 para fornecer o K a longo prazo, ou para fornecer o K a uma cultura com elevada necessidade em K, parece estar relacionada com a mineralogia da fracção argila. A presença da montmorilonite, além de aumentar a sua capacidade de retenção do K, cria condições para uma maior facilidade na libertação do K não permutável. Resultados da análise mineralógica realizada por Vieira e Silva (1983) em vários granitos da região de Trás-os-Montes revelam a presença de montmorilonite só excepcionalmente. Admitimos, portanto, que o solo 10 é relativamente distinto da grande maioria de solos regionais derivados de granitos. Recordamos que o solo se encontra numa zona depressioária e na sua génese houve a influência de depósitos argiláceos. O solo 9 (camada 0-25 cm), pelo contrário, será mais representativo dos solos de Trás-os-Montes derivados de granitos. Estes são, em geral, solos ácidos, com baixo poder tampão para o K e com reservas médias de K a longo prazo.

Em Trás-os-Montes, os solos derivados de granitos, tal como os de xistos, estão distribuídos por zonas com precipitação muito variável, podendo o teor de água do solo constituir um factor bastante limitante da nutrição potássica.

Grupo IV - Solos derivados de xistos

Apesar dos níveis do "K₂O assimilável" dos solos 4 e 20 não serem elevados, as reservas de K não permutável permitiram o cultivo do azevém perene durante um período prolongado. Com efeito, a percentagem do K absorvido por esta cultura foi quase na sua totalidade proveniente do K não permutável (cerca de 97%). Não obstante os 15 cortes realizados na parte aérea do azevém, este nunca respondeu à adubação potássica. As elevadas percentagens de mica-ilite são certamente responsáveis pela libertação de tão elevadas quantidades de K não permutável (967 e 849 mg kg⁻¹, respectivamente nos solos 4 e 20). Embora não a tenhamos comprovado, admitimos a hipótese de uma percentagem elevada do K interlamelar libertado durante o cultivo do azevém ser proveniente da fracção limo, na medida em que a sua percentagem no solo é muito mais alta que a da argila (cfr. Quadro III.1).

Consideramos que a libertação de quantidades elevadas de K está na base da fraca resposta dos cereais de Inverno que tem sido observada em solos deste tipo em Trás-os-Montes. Nos ensaios realizados na região (Alves, 1965-1967), em solos derivados de xistos ⁽⁹⁾, as respostas à adubação potássica do trigo e do centeio são praticamente nulas (para níveis de produção média de 1400 kg ha⁻¹), mesmo quando o nível do K permutável era de 0,10 cmolc kg⁻¹ (= 47 mg kg⁻¹ de K₂O). Esta ausência de resposta está relacionada também com a baixa necessidade diária de K dos cereais de Inverno, aliada à sua capacidade para explorar o K do solo, o que reduz muito a possibilidade de resposta desta cultura à adubação potássica. Uma parte considerável da área cerealífera em Trás-os-Montes encontra-se implantada em solos pouco evoluídos, derivados de xistos do Silúrico e Ordovício e em que a prática da adubação potássica é quase nula (Portela et al, 1986). Com efeito, para os níveis actuais de produtividade, também não esperamos respostas ao K, mesmo quando os níveis de "K₂O assimilável" são baixos.

Muitas das áreas em que tais solos se localizam apresentam declives acentuados e os solos são pouco profundos, devido à proximidade da rocha-mãe. Esta circunstância, aliada à acidez elevada de alguns dos solos deste grupo, conduz a fracas condições de enraizamento que, como referimos, limitam a absorção do K. A calagem dos solos, além de diminuir a acidez de troca, conduzirá a um aumento significativo do poder tampão do solo para o K, à semelhança do que aconteceu com o solo 20. O valor deste parâmetro no solo 20 (muito reduzido antes da aplicação do calcário, b = 1,7) subiu cerca de 5 vezes. Além disso com o aumento do poder tampão para o K pode diminuir-se

⁽⁹⁾ Classificados como solos Argiluviosos pouco Insaturados (Mediterrâneos Pardos e Vermelhos ou Amarelos) não Calcários Normais.

muito o risco do K ser arrastado por lixiviação. Na região de Trás-os-Montes, os solos derivados de xistos encontram-se distribuídos desde zonas em que a precipitação é superior a 1200 mm até zonas com precipitações inferiores a 500 mm, sendo, portanto, muito variáveis as condições de lixiviação. Mas, mais importante do que a lixiviação do K parece-nos ser o teor de humidade do solo. A distribuição irregular da precipitação ao longo do ano contribui para que o factor água, juntamente com as condições de enraizamento, seja dos mais limitantes da nutrição das plantas.

Embora com uma representatividade muito inferior, os solos que se desenvolveram a partir de depósitos coluvionares (por exemplo, o solo 4) têm, como seria de esperar, um potencial produtivo muito superior. Nestes casos qualquer dos factores limitantes, profundidade de enraizamento e teor de humidade do solo, são muito atenuados.

Grupo V - Solos derivados de aluviões

A análise química mostra que o solo 3, além de apresentar um teor muito alto de "K₂O assimilável", apresenta uma reserva de K extremamente elevada. Os dois ensaios biológicos realizados, quer com o azevém, quer com o milho, confirmam estes resultados. As reservas de K poder-se-ão atribuir à percentagem significativa de ilite-mica das fracções argila e limo.

No solo 3 o milho deu origem a produções de matéria seca muitíssimo elevadas, mais de duas vezes as produções atingidas nos outros solos. Os teores de K nas plantas foram também muito mais altos que nos outros solos. Parece-nos, pois, que naquele solo será possível cultivar, sem adubação potássica, durante alguns anos, culturas com necessidades elevadas em K. Esta previsão baseia-se no facto das reservas de solos idênticos serem elevadas e facilmente mobilizáveis, o que poderá estar relacionado com a presença de uma proporção considerável de micas trioctaédricas. As elevadas reservas de K facilmente mobilizáveis dos solos derivados de depósitos aluvionares têm sido amplamente referidas na literatura (Binnie e Barber, 1964; Talibudeen e Dey, 1968b; Husin *et al*, 1986; Barber, 1984; Bertsch e Thomas, 1985; Mengel, 1985). Vários autores, Binnie e Barber (1964), Singh e Brar (citados por Mengel, 1985) e Husin *et al* (1986) observaram também que estes solos apresentavam uma maior proporção de mica-ilite do que qualquer outro tipo de solos. Mengel (1985), citando Singh e Brar, refere que em solos jovens, provenientes de aluviões ricos em micas, e intensamente cultivados, o milho e o trigo nunca dão resposta à adubação potássica.

3- CONCLUSÕES

Em síntese, os resultados obtidos neste trabalho permitem-nos retirar as conclusões abaixo formuladas:

1 - No que se refere à nutrição potássica das plantas, a verificação do modelo de Barber e Cushman nos solos deste estudo permite-nos concluir que os factores mais importantes são: o comprimento radicular, o K em solução, o teor de água do solo, e o poder tampão para o K .

2 - Relativamente às exigências das plantas em K e à necessidade da adubação potássica:

- as plantas com baixa necessidade em K, como as gramíneas pratenses e os cereais de Inverno podem, em grande parte, contar com a libertação do K não permutável dos solos com reservas médias a elevadas de K;
- as plantas com necessidade elevada em K estão sobretudo dependentes do teor de " K_2O assimilável", porque a taxa de libertação do K não permutável é, em geral, insuficiente para manter um crescimento adequado das plantas.

3 - No que respeita às reservas de K dos solos e à necessidade de adubação potássica podemos agrupar os solos como se segue:

- os solos derivados de xisto ou granito, com texturas grosseiras, ácidos e com teores elevados de matéria orgânica, em regiões com precipitação elevada (>1200 mm), apresentam reservas quase nulas de K e um poder tampão para o K reduzido. Presume-se que as perdas de K por lixiviação possam ser significativas, e, por conseguinte, a recomendação da adubação potássica deve ser formulada tendo em atenção esta circunstância;
- os solos derivados de rochas básicas ou ultrabásicas têm reservas reduzidas em K, mas um poder tampão para o K relativamente elevado. A adubação potássica é uma prática a ter em conta nestes solos, admitindo-se, no entanto, não ser necessário efectuarla anualmente;

- os solos derivados de granito, com texturas grosseiras, ácidos, e com teores médios a baixos de matéria orgânica apresentam reservas médias de K e um baixo poder tampão para o K. As respostas ao K dependerão muito das exigências em K das plantas e do nível de "K₂O assimilável" dos solos;
- os solos derivados de xistos apresentam elevadas reservas de K, não sendo portanto de prever respostas à adubação potássica de gramíneas pratenses ou cereais de Inverno mesmo quando o nível de " K₂O assimilável" é baixo;
- o solo derivado de aluviões apresenta reservas de K muito elevadas, as quais são facilmente mobilizáveis. É, pois, de prever que em solos deste tipo as respostas ao K sejam fracas ou nulas, mesmo se as plantas tiverem elevada necessidade em K;

4- Relativamente à calagem dos solos ácidos, esta prática além de reduzir a toxicidade do alumínio, criando melhores condições ao desenvolvimento radicular das plantas, poderá aumentar consideravelmente o poder tampão dos solos para o K.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Adams, F. 1974. Soil solution. Pp.441-482. In E. W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Adams, F.; Burmester, C. ; Hue, N.V. e Long, F. L. 1980. A comparison of column-displacement and centrifuge methods for obtaining soil solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 733-735.
- Addiscott, T. M. e Johnston, A. E. 1975. Potassium in soils under different cropping systems. 3 - Non-exchangeable potassium in soils from long term experiments at Rothamsted and Woburn. *J. Agric. Science, Camb.* 84: 513-524.
- Adepetu, J. A. e Akapa, L. K. 1977. Root growth and nutrient uptake characteristics of some cowpea varieties. *Agron. J.* 69: 940-943.
- Agroconsultores-Coba. 1988. Carta de Solos e Carta de Utilização Actual da Terra e Carta de Aptidão da Terra do Nordeste de Portugal. (versões preliminares). UTAD. Vila Real.
- Ahlrichs, J. L.; Russell, J. R.; Harter, R. D.; Weismiller, R. A. 1965. Infrared spectroscopy of clay mineral systems. *Proc. of the Indiana Academy of Science* 75: 247-255.
- Almeida, L. A. V. e Balbino, L. R. 1960. Determinação do fósforo e do potássio assimiláveis em alguns solos do País. *Anais Instituto Superior de Agronomia. Universidade Técnica de Lisboa* 23: 19-42.
- Alves, J. A. 1968. Fertilização do trigo. *Revista Agronómica* 31 (Tomos I e II): 1-10.
- Alves, J. A. e Cardoso, J. C. 1967. Empreendimento de Fertilização Mineral e Correção do Solo - Plano de Fomento - I Fertilização Mineral (ciclostado).
- Alves, J. A. (1965-1967). Projecto de Fertilização Mineral e Correção do Solo. I. Fertilização Mineral. Direcção Geral dos Serviços Agrícolas. Plano Interalar de Fomento (1965-1967).
- Alves, J. A. ; Nogueira, M. G. B.; Santos, A. D. e Tavares, M. M. S. 1979. *Fertilização Mineral e Correção do Solo I. Fertilização Mineral*. Investigação não ligada ao Ensino - Projecto 4. Direcção Geral dos Serviços Agrícolas. Laboratório

- Rebello da Silva. III Plano de Fomento (1968-1973). Direcção Geral de Extensão Rural. Lisboa.
- Anghinoni, I. e Barber, S. A. 1980. Phosphorus application rate and distribution in the soil and phosphorus uptake by corn. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 1041-1044.
- Anghinoni, I.; Baligar, V. C. e Barber, S. A. 1981. Growth and uptake rates of P, K, Ca and Mg in wheat. *J. of Plant Nutrition*. 3: 923-933.
- Arifin, H.; Perkins, F. e Tan, K. H. 1973. Potassium fixation and reconstitution of micaceous structure in soils. *Soil Science* 116: 31-35.
- Arnold, G. H. 1978. Potassium regime, dry matter yield, and magnesium content of grass. Pp. 42-53. *In* 7th Gen. Meeting Europ. Grassld. Fed. Gent. 1978.
- Arnold, P. W. e Close, B. M. 1961. Release of non-exchangeable potassium from some British soils cropped in the glasshouse. *J. Agric. Sci., Camb.* 57: 295-304.
- Arnold, P. W.; Tunney, H. e Hunter, F. 1968. Potassium status: soil measurement and crop performance. *Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide* 2: 613-620.
- Bach, R. 1972. Report on the 1st working session: Mineralogy of soil potassium. Pp. 67-71. *In Potassium in Soil.. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.*
- Balbino, L. R. 1961. *Reacção do trigo ao azoto, fósforo e potássio* (5 anos de experimentação). Departamento de Solos e Fertilizantes do Centro de Investigação da CUF. Lisboa.
- Balbino, L. R. 1966. Determinação do fósforo e do potássio assimiláveis em alguns solos do país. *Agronomia Lusitana* 25 (3): 231-246.
- Balbino, L. R. 1968. La method Egnér-Riehm et la determination du phosphore e du potassium "assimilavel" des sols du Portugal. II Col. Eur. Mediterrânico Contrl. Fert. Plantas Cultivadas: 55-65. Sevilha.
- Baligar, V. C. 1984. Potassium additions on ionic equilibria, selectivity and diffusion of cations in soils. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 15: 1351-1365.
- Baligar, V. C. 1985. Influence of crop growth on ionic equilibria, selectivity and diffusion of cations in soil. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 16: 163-178.

- Baligar, V. C. e Barber, S. A. 1978. Potassium and rubidium adsorption and diffusion in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 42: 251-254.
- Baligar, V. C. e Barber, S. A. 1979. Genotypic differences of corn for ion uptake. *Agron. J.* 71: 870-873.
- Baligar, V. C.; Barber, S. A. e Myhre, D. L. 1978. Cations exchange equilibria in Florida and Indiana histosols. *Soil Sci.* 126: 109-117.
- Baligar, V. C.; Nielsen, N. E. e Barber, S. A. 1979. Kinetics of absorption of K, Rb and Cs from solution culture by intact plant roots. *J. of Plant Nutrition.* 1: 27-37.
- Barber, S. A. 1962. A diffusion and mass-flow concept of soil nutrient availability. *Soil Sci.* 93: 39-49.
- Barber, S. A.; Walker, J. M. e Vasey, E. H. 1962. Principles of ion movement through the soil to the plant root. Pp. 121-124. Proc. of Inter. Soil Conf. New Zealand.
- Barber, S. A.; Walker, J. M. e Vasey, E. H. 1963. Mechanisms for the measurement of plant nutrients from the soil and fertilizer to the plant root. *J. Agric. and Food Chem.* 11: 204-207.
- Barber, S. A. 1974a. Influence of the plant root on ion movement in soil. Pp. 525-564. In E.W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Barber, S. A. 1974b. Nutrients in the soil and their flow to plant roots. Pp 161-168. In J. K. Marshall (ed.). *The Belowground Ecosystem: A Synthesis of Plant-associated Processes*. Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Barber, S. A. 1978. Growth and nutrient uptake of soybeans roots under field conditions. *Agron. J.* 70. 457-461.
- Barber, S. A. 1979. Growth requirements for nutrients in relation to demand at the root surface. Pp. 5-20. In J. L. Harley (ed.). *The Soil Root Interface*. Blackwell Scientific Pub. Oxford.
- Barber, S. A. 1981. Soil chemistry and the availability of plant nutrients. Pp. 1-12. In *Chemistry in the Soil Environment*. Soil Science Society of America. Madison.

- Barber, S. A. 1984. *Soil Nutrient Bioavailability: A Mechanistic Approach*. John Wiley, New York.
- Barber, S. A. 1985. Potassium availability at soil-root interface and factors influencing potassium uptake. Pp. 309-324. *In* R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Barber, S. A. e Cushman, J. H. 1981. Nitrogen uptake model for agronomic crops. Pp. 382-409. *In* I. K. Iskandar (ed.) *Modelling Wastewater Renovation - Land Treatment*. Wiley-Interscience. New York.
- Barber, S. A. e Mackay, A. D. 1985. Sensitivity analysis of the parameters of the mechanistic mathematical model affected by changing soil moisture. *Agron. J.* 70: 528-530.
- Barber, S. A. e Silberbush, M. 1984. Plant root morphology and nutrient uptake. Pp. 65-87. *In* S. A. Barber e D. R. Boudin (ed.) *Roots, Nutrients and Water Influx and Plant Growth*. Soil Science Society of America. Madison.
- Barber, S. A.; Mackay, A. D. ; Kuchenbush, R. O. e Barraclough, P. B. 1988. Effects of soil temperature and water on maize root growth. *Plant and Soil* 111: 267-269.
- Barley, K. P. 1970. The configuration of the root system in relation to nutrient uptake. *Adv in Agron.* 22: 159-201.
- Barnhisel, R. e Bertsch, P. M. 1984. Aluminum. *In* Page, A. L. (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part 2. (2^a ed.) *Agronomy* 9: 275-300. ASA. Madison.
- Barnhisel, R. I. 1977. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. Pp. 331-356. *In* J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.
- Barraclough, P. B. e Tinker, P. B. 1981. The determination of ionic diffusion coefficients in field soils. I - Diffusion coefficients in sieved soils in relation to water content and bulk density. *J. of Soil Sci.* 32: 225-236.
- Barrow, N. J. 1966. Nutrient potential and capacity. II- Relationship between potassium potential and buffering capacity and the supply of potassium to plants. *Aust. J. Agric. Res.* 17: 849-861.

- Bartlett, R. J. e McIntosh, J. L. 1969. pH-dependent bonding of potassium by a spodosol. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33: 535-539.
- Beaton, J. D. e Sekhon, G. S. 1985. Potassium nutrition of wheat and other small grains. Pp. 704-752. In Munson, R. D. (ed) *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Beckett, P. H. T. 1964a. Studies on soil potassium. I - Confirmation of the ratio law: measurement of potassium potential. *J. of Soil Sci.* 15: 1-8.
- Beckett, P. H. T. 1964b. Studies on soil potassium. II - The 'immediate' Q/I relations of labile potassium in the soil. *J. of Soil Sci.* 15: 9-23.
- Beckett, P.H. T e Nafady, M. H. M. 1968. A study on soil series: their correlation with the intensity and capacity properties of soil potassium. *J. of Soil Sci.* 19: 216-236.
- Beegle, D. B. e Baker, D. E. 1987. Differential potassium buffer behavior of individual soils related to potassium corrective treatments. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 18: 371-385.
- Beringer, H. 1985. Adequacy of soil testing for predicting fertilizer requirements. *Plant and Soil* 83: 21-37.
- Bernardo, A. A. S. 1988. *Caracterização Geral da Zona Agrária do Barroso sob o Ponto de Vista Económico Demográfico e Social*. Relatório final de estágio na licenciatura em Engenharia Zootécnica. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.
- Beringer, H. 1987. Report on the 4th working session. In Methodology in Soil-K Research. Summaries of the papers presented on occasion of the 20 th Colloquium Inter. Potash Inst. Baden, Austria. *Potash Review* nº 1/1987 Subject 1. 5th suite - 15-16.
- Bertsch, P. M. e Thomas, G. W. 1985. Potassium status of temperate region soils. Pp. 131-162. In R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Bhat, K. K. S. 1983. Nutrient inflows into apple roots. *Plant and Soil* 71: 371-380.

- Binnie, R. R. e Barber, S. A. 1964. Contrasting release characteristics of potassium in alluvial and associated upland soils of Indiana. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 28: 387-390.
- Bladel, R. van. 1972. Thermodynamics of cation exchange in soils. Pp. 89-96. *In Potassium in Soil. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.*
- Black, C. A. 1968. *Soil-plant Relationships*. Willy and Sons (2^a ed).
- Blanchet, R.; Bosc, M.; Maertens, C. e Puech, J. 1972. Root system, transpiration and ion movement in soils. Pp. 181-188. *In Potassium in Soil. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.*
- Blaser, R. E. e Brady, N. C. 1950. Nutrient competition in plant associations. *Agron J.* 42: 128-135.
- Bolt, G. H.; Sumner, M. E. e Kamphorst, A. 1963. A study of the equilibria between three categories of potassium in a illitic soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 27: 294-299.
- Bolt, G. H. 1964. Potassium- calcium exchange in soils: Specific adsorption sites of potassium. *Soil Sci.* 97: 376-383.
- Bosc, M. e Martens, C. 1981. Rôle de l'accroissement du système racinaire dans l'absorption de divers états du potassium du sol. *Agrochimica* 25: 1-8.
- Bouldin, D. R. 1961. Mathematical description of diffusion process in soil-plant system. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 25: 476-480.
- Bowen, G. D. 1984. Tree roots and the use of soil nutrients. Pp. 147-179. *In* G. D. Bower e E.K. S. Nambiar (ed.) *Nutrition of Plantation Forests*. Academic Press. London.
- Böhm, W. 1979. *Methods of studying root systems*. O. L. Lange (ed.). Springer-Verlag. Berlin.
- Bravo, F. P. e Uribe, E. G. 1981. Temperature dependence of the concentration kinetics of absorption of phosphate and potassium in corn roots. *Plant Physiol.* 67: 815-819.

- Bray, R. H. 1954. A nutrient mobility concept of soil-plant relationships. *Soil Sci.* 18: 9-22.
- Brewster, J. L. e Tinker, P. B. 1970. Nutrient cation flows in soil around plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 421-426.
- Bush, R. 1981. The influence of the K-concentration of the soil solution and K buffer-capacity on the K uptake and the growth of *Lolium multiflorum*. *Potash Review*, subject 5, Suite 47th nº5.
- Cardoso, J. C.; Bessa, M. T. e Marado, B. 1971. Carta de Solos de Portugal (1:1000000). *Agronomia Lusitana* 33. 481- 602.
- Carson, P.L. 1980. Recommended nitrate-nitrogen tests. Pp. 12-13. In Dahnke, W. C. (ed.) *Recommended Chemical Soil Test Procedures for the North Central Region*. North Central Region Publication nº 221. Bul. 499. North Dakota Agricultural Experimental Station. North Dakota State University. Fargo.
- Champion, R. A. e Barley, K. D. 1969. Penetration of clay by root hairs. *Soil Sci.* 108: 402-407.
- Ching, P. C. e Barber, S. A. 1979. Evaluation of temperature effects on K uptake by corn. *Agron. J.* 71: 1040-1044.
- Claassen, N. e Barber, S. A. 1974. A method for characterizing the relation between nutrient concentration and flux into roots of intact plants. *Plant Phys.* 54: 564-568.
- Claassen, N. e Barber, S. A. 1976. Simulation model for nutrient uptake from soil by a growing plant root system. *Agron. J.* 68: 961-964.
- Claassen, N. e Barber, S. A. 1977. Potassium influx characteristics of corn roots and interaction with N, P, Ca, and Mg influx. *Agron. J.* 69: 860-864.
- Claassen, N.; Syring, R. M. e Jungk, A. 1986. Verification of a mathematical model by simulating potassium uptake from soil. *Plant and Soil* 95: 209-220.
- Clay Mineral Society. 1971. Summary of national and international recommendations on clay mineral nomenclature. *Clays and Clay Minerals* 19: 129-132.

- Conforth, I. S. 1968. Relationships between soil volume used by roots and nutrient accessibility. *J. of Soil Sci.* 19: 291-301.
- Conyers, E. S. e McLean, E. O. 1969. Plant uptake and chemical extractions for evaluating potassium release characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 226-230.
- Conyers, E. S.; Wilding, L. P. e McLean, E. O. 1969. Influence of chemical weathering on basal spacing of clay minerals. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 518-523.
- Cooke, G. W. 1979. Some priorities for British Soil Science. *J. of Soil Sci.* 30: 187-213.
- Cooke, G. W. 1982. *Fertilizing for Maximum Yield*. (3^a ed). Macmillan Publishing Co. New York.
- Cook, M. G. e Hutcheson, T. B. 1960. Soil potassium reactions as related to clay mineralogy of selected Kentucky soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 252-256.
- Cope, J. T. e Evans, C. E. 1985. Soil testing. *Adv. in Soil Sci.* 1: 201-207.
- Coppenet, M. 1969. Résultats de douze années d'observations lysimétriques à Quimper (1954-1965). *Ann. Agron.* 20 (2): 111-143.
- Coulter, B. S. e Talibudeen, O. 1968. Calcium: aluminium exchange equilibria in clay minerals in acid soils. *J. of Soil Sci.* 19: 237-250.
- Curtin, D. e Smillie, G. W. 1983. Soil solution composition as affected by liming and incubation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 701-707.
- Cushman, J. H. 1979. An analytical solution to solute transport near root surfaces for low initial concentration: I - Equations development; II - Applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43: 1087-1095.
- Darab, K. 1972. The distribution of mobile and potential potassium reserves in soil. Pp 189-196. *In Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.

- Darst, B. C. e Wallingford, G. W. 1985. Interrelationships of potassium with cultural and management practices. Pp. 559-573. *In* Munson R. D. (ed.) *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Diest, A. van 1978. Factors affecting the availability of potassium in soils. Pp. 75-97. *In Potassium Research Review and Trends*. Proc. 11th Congr. Int Potash Inst. Berne.
- Doll, E. C. e Lucas, R. E. 1973. Testing soils for potassium, calcium, and magnesium. *In* Walsh, L.M. e Beaton, J. D. *Soil Testing and Plant Analysis*. Soil Science Soc. of America. Madison.
- Doll, E. C.; Mortland, M. M.; Lawton, K. e Ellis, B. G. 1965. Release of potassium from soil fractions during cropping. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29: 699-702.
- Douglas, L. A. 1977. Vermiculites. Pp. 259-292. *In* J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.
- Dowdy, R. H. e Hutcheson, T. B. 1963a. Effect of exchangeable potassium level and drying on release and fixation of potassium by soils as related to clay mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 27: 31-34.
- Dowdy, R. H. e Hutcheson, T. B. 1963b. Effect of exchangeable potassium level and drying upon availability of potassium to plants. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 27: 521-523.
- Drew, M. C. 1983. Plant injury and adaptation to oxygen deficiency in the root environment: a review. *Plant and Soil* 75: 179-199.
- Drew, M. C. e Nye, P. H. 1969. The supply of nutrient ions to plant roots in soil. II - The effect of root hairs on the uptake of potassium by roots of rye grass (*Lolium multiflorum*). *Plant and Soil* 31: 407-424.
- Drew, M. C.; Nye, P. H. e Vaidyanathan, L. V. 1969. The supply of nutrient ions by diffusion to plant roots in soil. I - Absorption of potassium by cylindrical roots of onion and leek. *Plant and Soil* 30: 252-270.

- Drew, M. C.; Saker, L. R.; Barber, S. A. e Jenkins, W. 1984. Changes in the kinetics of phosphate and potassium absorption in nutrient-deficient barley roots measured by a solution-depletion technique. *Planta* 160: 490-499.
- Dunham, R. J. e Nye, P.H. 1976. The influence of soil water content on the uptake of ions by roots. III. Phosphate, potassium, calcium and magnesium uptake and concentration gradients in soil. *J. of Applied Ecology* 13: 967-984.
- During, C. e Duganzich, D. M. 1979. Simple empirical intensity and buffering capacity measurements to predict potassium uptake by white clover. *Plant and Soil* 51: 167-176.
- Eavis, B. W. e Payne, D. 1968. Soil physical conditions and root growth. Pp. 315-338. In W. J. Whittington (ed.) *Root Growth*. Proc. 15th Easter Scool in Agricultural Science. University of Nottingham.
- Eberl, D. D.; Srodon, J. e Northrop, H. R. 1986. Potassium fixation in smectites by wetting and drying. Pp. 296-326. In *Geochemical Processes at Mineral Surfaces*. American Chemical Society.
- Epstein, E. 1966. Dual pattern of ion absorption by plant cells and by plants. *Nature* 212: 1324-1327.
- Epstein, E. 1972. Active ion transport in cells and tissues. Pp. 103-150. In *Mineral Nutrition of Plants: Principles and Perspectives*. John Wiley and Sons. New York.
- Epstein, E.; Rains, D. W. e Elzam, D. E. 1963. Resolution of dual mechanism of potassium absorption by barley roots. *Proc. Natu. Acad. Sci. USA* 49: 684-692.
- Evangelou, V. P. e Karathanasis, A. D. 1986. Evaluation of potassium quantity-intensity relationships by computer model employing the Gapon equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 58-62.
- Evangelou, V. P.; Karathanasis, A. D. e Blevins, R. L. 1986. Effect of soil organic matter accumulation on potassium and ammonium quantity-intensity relationships. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 378-382.

- Evangelou, V. P. e Blevins, R. L. 1985. Soil solution phase interactions of basic cations in long term tillage systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 357-362.
- Evans, P. S. 1977. Comparative root morphology of some pasture grasses and clovers. *New Zeland J. of Agric. Res.* 20: 331-335.
- Fageria, N. K. 1976. Influence of potassium concentration on growth and potassium uptake by rice plants. *Plant and Soil* 44: 567-573.
- Fanning, D. V. e Keramidas, V. Z. 1977. Micas. Pp. 195-258. In J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.
- Farr, E.; Vaidyanathan, L. V. e Nye P. H. 1969. Measurement of concentration gradients in soil near roots. *Soil Sci.* 107: 385-391.
- Feigenbaum, S. e Hagin, J. 1967. Evaluation of methods for determining available soil potassium based on potassium uptake by plants. *J. of Soil Sci.* 18: 197-203.
- Feigenbaum, S. e Kafkafi, V. 1972. The effect of illite content in soils on the potassium supply to plants. Pp. 131-138. In *Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Feigenbaum, S. e Levy, R. 1977. Potassium release in some saline soils of Israel. *Geoderma* 19: 159-169.
- Feigenbaum, S. e Shainberg, I. 1975. Dissolution of illite - A possible mechanism of potassium release. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 985-990.
- Feigenbaum, S.; Edelstein, R. e Shainberg, I. 1981. Release rate of potassium and structural cations from micas to ion exchangers in dilute solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 501-506.
- Fergus, I. F. e Martin, A. E. 1974. Studies in Potassium. IV - Interspecific differences in uptake of non-exchangeable potassium. *Aust. J. Soil Res.* 12: 147-158.
- Foehse, D. e Junk, A. 1983. Influence of phosphate and nitrate supply on root hair formation of rape, spinach, and tomato plants. *Plant and Soil* 74: 359-368.

- Foy, C. D. 1974. Effects of aluminum on plant growth. Pp. 601-642. *In* E.W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Frissel, M. J. 1972. Model calculations on the vertical transport of potassium ions in soil. Pp.157-169. *In Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Gamble, D. S. 1973. Na⁺ and K⁺ binding by fulvic acid. *Can. J. Chem.* 51: 3219-3222.
- Gile, P. L. e Carrero, J. O. 1917. Absorption of nutrients as affected by the number of roots supplied with the nutrient *J. of Agric. Res.* (Washington D. C.) 9 (3): 73-95.
- Goodman, D. e Greenwood, D. J. 1976. Distribution of roots, water and nutrients beneath cabbage grown in the field. *J.Sci. Food Agric.* 27: 28-36.
- Goubran, F. H. e Richards, D. 1979. The estimation of root length in samples and subsamples. Comparison of a visual and an automatic method. *Plant and Soil* 52: 77-83.
- Goulding, K. W. T. 1987. Potassium fixation and release. Pp. 125-142. *In Methodology in Soil-K Research*. Proc. 20 th Colloquium Inter. Potash. Inst. Baden. Vienna.
- Goulding, K. W. T. e Loveland, P. J. 1986. The classification and mapping of potassium reserves in soils of England and Wales. *J. of Soil Sci.* 37: 555-565.
- Graley, A. M. 1981. Assessing the availability of potassium in soils. *Aust. J. Exp. Agric. Anim. Husb.* 21: 543-548.
- Grim, R. E. 1953. *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill. New York.
- Grimme, H. 1974. Potassium release in relation to crop production. Pp.131-136. *In* Proc. 10th Congr. Inter. Potash Inst. Budapest.
- Grimme, H. 1985. The dynamics of potassium in the soil-plant system. Pp. 127-154. *In* Proc. 9th Colloquium Potash Inst. Bangkok.

- Grimme, H. e Németh, K. 1978. The evaluation of soil K status by means of soil testing. Pp. 99-108. *In Potassium Research Review and Trends*. Proc. 11th Congr. Int Potash Inst. Berne.
- Haby, V. A.; Sims, J. R.; Skogley, E. D. e Lund, R. E. 1988. Effect of sample pretreatment on extractable potassium. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 19: 91-106.
- Hallmark, W. B. e Barber, S.A. 1981. Root growth and morphology nutrient uptake, and nutrient status of soybeans as affected by soil K and bulk density. *Agron. J.* 73: 779-782.
- Hanway, J. J. 1973. Experimental methods for correlating and calibration soil tests. Pp. 55-66. *In* Walsh L. R. e Beaton, J. D. (ed.) *Soil Testing and Plant Analysis*. Soil Science Society of America. Madison. Wisconsin.
- Hanway, J. J. ; Scott, A. D. 1957. Soil potassium moisture relations: II- Profile distribution of exchangeable K in Iowa soils as influenced by drying and rewetting. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 21: 501-504.
- Haylock, O. F. 1956. A method for investigating the availability of nonexchangeable potassium. Proc. 6th Inter. Cong. Soil Sci.2: 403-408. Paris.
- Haynes, R. J. 1980. Competitive aspects of the grass-legume association. *Adv in Agron.* 33: 227-261.
- Higinbotham, N. 1973. The mineral absorption process in plants. *The Botanical Review* 39: 15-69.
- Hodges, T. K. 1973. Ion absorption by plant roots. *Adv. in Agron.* 25: 163-207.
- Holdren, G. R. e Robert, A.B. 1979. Mechanism of feldspar weathering. I- Experimental studies. *Geochimica Acta* 43: 1161-1171.
- Huang, P. M. 1977. Feldspars, olivines, pyroxenes and amphiboles. Pp. 553-556. *In* J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.

- Huang, P. M.; Crosson, L. S. e Rennie, D. A. 1968. Chemical dynamics of potassium release from potassium minerals common in soils. Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide 2: 705-712.
- Husin, B. H.; Bachik, A. T. B. e Caldwell, A. G. 1986. Plant response to potassium related to soil tests for potassium fractions in 30 soils from Louisiana. *Plant and Soil* 96: 57-67.
- Itoh, S. e Barber, S. A. 1983a. A numerical solution of whole plant nutrient uptake for soil-root systems with root hairs. *Plant and Soil* 70: 403-413.
- Itoh, S. e Barber, S. A. 1983b. Phosphorous uptake by six plants species as related to root hairs. *Agron. J.* 75: 457-461.
- Jackman, R. H. 1965. The uptake of rubidium by the roots of some graminaceous and leguminous plants. *New Zeland J. Agric. Res.*: 763-777.
- Jackson, B. L. e During, C. 1979. Studies of slowly available potassium in soils of New Zealand. I Effects of leaching, temperature and potassium depletion on the equilibrium concentration of potassium in solution. *Plant and Soil* 51: 197-204.
- Jackson, M. L. 1965. Clay transformations in soil genesis during the quaternary. *Soil Sci.* 99: 15-22.
- Jenny, H. and Overstreet, R. 1939. Cation interchange between plant roots and soil colloids. *Soil Sci.* 47: 257-272.
- Jones, J. B. e Eck H. V. 1973. Plant analysis as an aid in fertilizing corn and grain sorghum. In Walsh, L. W. e Beaton, J. D. (ed.) *Soil Testing and Plant Analysis*. Soil Science Society of America. Madison.
- Jungk, A. e Barber, S. A. 1975. Plant age and the phosphorus uptake characteristics of trimmed and untrimmed corn root systems. *Plant and Soil* 42: 227-239.
- Jungk, A.; Claassen, N. e Kuchenbuch, R. 1982. Potassium depletion of the soil-root interface in relation to soil parameters and root properties. Pp. 250-255. In A. Scaife (ed.). Proc. 9th Inter. Plant Nutrition Colloquium. Vol. I. Warwick.

- Juo, A. S. R. e White, J. L. 1969. Orientation of the dipole moments of hydroxyl groups in oxidized and unoxidized biotite. *Science* 165: 804-805. American Association for the Advancement of Science.
- Jurgens-Gschwind, S. e Jung, J. 1979. Results of lysimeter trials at the Limburgerhoff facility, 1927-1977: the most important findings from 50 years of experiments. *Soil Sci.* 127: 146-160.
- Kamprath, E. J. 1970. Exchangeable aluminum as a criterion for liming leached mineral soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 252-254.
- Karamanos, R. E. e Turner, R. C. 1977. Potassium supplying power of some Northern-Greece soils in relation to clay-mineral composition. *Geoderma* 17: 209-218.
- Knibbe, W. G. J. e Thomas G. W. 1972. Potassium-calcium exchange coefficients in clay fractions of some vertisols. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 568-572.
- Knuden, D.; Peterson, G. A. e Pratt, P. F. 1982. Lithium, sodium and potassium. Pp. 225-246. In A. L. Page(ed). *Methods of Soil Analysis*. Part 2 (2^aed.). American Society of Agronomy. Madison.
- Kovar, J. L. 1985. Predicting the most Effective Phosphorus Placement for Corn and Determining its Relation to Soil Properties. M. Sc. Thesis. Purdue University.
- Kramer, P. J. 1969. *Plant and Soil Water Relationships. A Modern Synthesis*. Cap.IV. Pp. 104-149. McGraw-Hill. New York.
- Krishnakumari, M.; Khera, M. S. e Ghosh, A. B. 1984. Studies on potassium release in an Inceptisol soil (Holambi series) at the minimum level of exchangeable potassium. *Plant and Soil* 79: 3-10.
- Kuchenbuch, R. 1985. The significance of ion exchange processes in the rhizosphere for the plant availability of potassium. *Potash Review*. Subject 4. Suite 84th. N^o1.
- Kuchenbuch, R. e Jungk. A. 1982. A method for determining concentration profiles at the soil root interface by thin slicing rhizospheric soil. *Plant and Soil* 68: 391-394.

- Kuchenbuch, R.; Claassen, N. e Jungk, A. 1986a. Potassium availability in relation to soil moisture. I - Effect of soil moisture on potassium diffusion, root growth and potassium uptake of onion plants. *Plant and Soil* 95: 221-231.
- Kuchenbuch, R.; Claassen, N. e Jungk, A. 1986b. Potassium availability in relation to soil moisture. II - Calculation by means of a mathematical simulation model. *Plant and Soil* 95: 233-243.
- Laboratório Químico-Agrícola Rebelo da Silva. 1977. Sector de Fertilidade do Solo. Documentação 2. D.G. Ext. Rural. Min. Agric. e Pescas. Lisboa.
- Laudelout, H. 1978. The physical chemistry of equilibria involving the potassium ion in soils. Pp. 65-73. In *Potassium Research Review and Trends*. Proc. 11th Congr. Inter. Potash Inst. Berne.
- Läuchli, A. e Pflüger, R. 1978. Potassium transport through plant cell membranes and metabolic role of potassium in plants. Pp. 111-151. In *Potassium Research Review and Trends*. Proc. 11th Congr. Inter. Potash Inst. Berne.
- Lean, E. O. e M. E. Watson. 1985. Soil measurement of plant-available potassium. Pp. 277-308. In R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Logsdon, S. D.; Reneau, R. B. e Parker, J. C. 1987. Corn seedling root growth as influenced by soil physical properties. *Agron. J.* 79: 221-224.
- Lopes Nunes, J. E. e Sequeira Braga, M. A. 1979. Ocorrência de montmorilonite em rochas graníticas da região de Braga. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências* 16 (1): 69-80. Lisboa.
- Low, A. J. e Armitage, E. R. 1970. The composition of the leachate through cropped and uncropped soils in lysimeters compared with that of the rain. *Plant and Soil* 33: 393-411.
- Luo, J. X. e Jackson, M. C. 1985. Potassium release on drying of soil samples from a variety of weathering regimes and clay mineralogy in China. *Geoderma* 35: 197-208.

- Macduff, J. H.; Wild, A.; Hopper, M. J. e Dhanoa, M. S. 1986. Effects of temperature on parameters of root growth relevant to nutrient uptake : measurements on oilseed rape and barley grown in flowing solution. *Plant and Soil* 94: 321-332.
- Macedo, J. M. M. 1988. Meteorização das Rochas - Processos, Produtos e o Solo. Instituto Superior de Agronomia. Lisboa (mimeografado).
- Mackay, A. D. e Barber, S.A. 1985. Soil moisture effect on potassium uptake by corn. *Agron. J.* 77: 524-527.
- Mackay, D. C. e Russell, J. S. 1975. Rates of growth, potassium uptake, and changes in the potassium properties of four Queensland soils during intensive cropping by buffel grass, *Cenchrus ciliaris* . *Aust. J. Soil Res.* 13: 217-233.
- MacLean, A. J. 1961. Potassium-supplying power of some Canadian soils. *Can. J. of Soil Sci.* 41: 196-206.
- Madeira, M. A. V. e Furtado, A. F. A. S. 1984. Os solos formados a partir de rochas graníticas sob clima temperado super-húmido (Parque Natural da Peneda-Gerês). Suas características mais relevantes. *Anais do Instituto Superior de Agronomia* 41: 9-54. Lisboa.
- Malavolta, E. 1985. Potassium status of tropical and subtropical region soils. Pp. 163-200. In R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Malquori, A.; Ristori, G. e Vidrich, V. 1975. Biological weathering of potassium silicates: I - Biotite. *Agrochimica* 19: 522-529.
- Marques, C. A. S. P. 1987. *Qualidade das Estações Florestais. Povoamentos do Pinheiro Bravo no Vale do Tâmega*. Dissertação de doutoramento apresentado na Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real.
- Marshall, C. E. e McDowell, L. L. 1965. The surface reactivity of micas. *Soil sci.* 115-131.
- Marschner, H. 1986. *Mineral Nutrition of Higher Plants..* Academic Press. London.

- Martens, C. e Bosc, M. 1976. Some aspects of the role of the roots in the mineral nutrition of major field crop plants. Pp. 489-498. *In Proc. 4th Inter. Colloquium on Control of Plant Nutrition*. Gent.
- Martin, H. W. e Sparks, D. L. 1983. Kinetics of nonexchangeable potassium release from two Coastal Plain soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 883-887.
- Martin, H. W. e Sparks, D. L. 1985. On the behavior of nonexchangeable potassium in soils. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 16: 132-162.
- Martin, W. E. e Matocha J. E. 1973. Plant analysis and as an aid in the fertilization of forage crops. Pp. 393-426. *In* L. M. Walsh e J. D. Beaton (ed.) *Soil Testing and Plant Analysis*. S.S.S.A. Inc. Madison. Wisconsin.
- Martini, J. A. e Suarez, A. 1977. Potassium supplying and fixing capacity of some Costa Rican latosols and andosols determined by successive cropping, extractions, and incubations. *Soil Sci.* 123: 37-47.
- Martins, A. A. e Coutinho, J. F. 1987. Principais características físicas e químicas dos solos de Trás-os-Montes e Alto Douro relacionadas com a sua fertilidade. 1-Dados preliminares. *Anais UTAD* 1: 205-224.
- McCallister, D. L. 1987. Distribution and extractability of potassium in size fractions of sandy feldspatic soils. *Soil Sci.* 144: 274-280.
- McLean, E. O. 1977. Contrasting concepts in soil testing interpretation: sufficiency levels of available nutrients versus basic cation saturation ratios. *In Soil Testing Correlating and Interpreting the Analytical Results*. ASA special Publ. 29: 39-54.
- McLean, E.O.; Hartwig, R. C.; Eckert, D. J.; Triplett e G.B. 1983. Basic cation saturation ratio as a basis for fertilizing and liming agronomic crops. II - field studies. *Agron. J.* 75: 635-639.
- Mengel, D. B. e Barber, S. A. 1974. Development and distribution of the corn root system under field conditions. *Agron. J.* 66: 341-344.
- Mengel, D. B. e Barber, S. A. 1974. Rate of nutrient uptake per unit of corn root under field conditions. *Agron. J.* 66: 399-402.

- Mengel, K. 1982. Factors and processes affecting potassium requirements of crops. *Potash Review* . Berne Subj. 16, Suite 9th, nº 9.
- Mengel, K. 1985. Dynamics and availability of major nutrients in soils. *Adv. in Soil Sci.* 2: 65-131.
- Mengel, K. e Bush, R. 1982. The importance of the potassium buffer power on the critical potassium level in soils. *Soil Sci.* 133: 27-32.
- Mengel, K. e Steffens, D. 1985. Potassium uptake of rye-grass (*Lolium perenne*) and red clover (*Trifolium pratense*) as related to root parameters. *Biol. Fert. Soils* 1: 53-58.
- Mengel, K. e Kirkby, E. A. 1987. *Principles of Plant Nutrition* (4ª ed). Inter. Potash Inst. Bern.
- Merwin, H. D. e Peech, M. 1951. Exchangeability of soil potassium in the sand, silt, and clay fractions as influenced by the nature of the complementary exchangeable cation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 15: 364-366.
- Metson, A. J. 1968. The long term potassium-supplying power of New-Zealand soils. *Trans. 9th Inter. Congr. Soil Sci.* Adelaide 2: 621-630.
- Miller, R. 1965. Mechanisms for hydrogen to aluminum transformations in clays. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29: 36-39.
- Mittal, S. B.; Singh, A. P.; Mehta, S. C. e Karwasra, S. P. S. 1987. Potassium buffering capacity in relation to crop growth and soil variables in some tropical soils. *Trop. Agric. (Trinidad)* 64: 217-220.
- Mochoge, B. O. e Beese, F. 1986. Leaching of plant nutrients from an arid forest soil after nitrogen fertilizer application. *Plant and Soil* 91: 17-29.
- Moreira, N. M. V. T. 1986. O melhoramento das pastagens de montanha. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real.
- Mortland, M. M.; Lawton, K. e Vehara G. 1956. Alteration of biotite to vermiculite by plant growth. *Soil Sci.* 82. 477-481.

- Muchena, F. N. 1975. The availability of potassium in soils of Kenya. M.Sc. Thesis. Agric. Univ. Wageningen. Netherlands.
- Munn, D. A.; Wilding, L. P. e Mclean, E. O. 1976. Potassium release from sand, silt and clay separates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 364-366.
- Munson R. D. e Nelson, W. L. 1963. Movement of applied potassium in soils. *J. Agric. and Food Chem.* 11: 193-201.
- Neilsen, G.H. e Stevenson, D. S. 1983. Leaching of soil calcium, magnesium, and potassium in irrigated orchard lysimeters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 692-696.
- Newman, A. C. D. 1970. Cation exchange properties of micas. I - The relation between mica composition and potassium exchange in solutions of different pH. *J. of Soil Sci.* 20: 357-373.
- Newman, E. I. 1966. A method of estimating the total length of root in a sample. *J. of Applied Ecology* 3: 139-145.
- Newman, E. I. e Andrews, R. E. 1973. Uptake of phosphorus and potassium in relation to root growth and root density. *Plant and Soil* 38: 49-69.
- Németh, K. 1972. The determination of desorption and solubility rates of nutrients in the soil by means of electroultrafiltration (EUF). Pp.171-180. *In Potassium in Soil Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.*
- Németh, K. 1975. The effect of K fertilization and K removal by ryegrass in pot experiments on the K concentration of the soil solution of various soils. *Plant and Soil* 42: 97-107.
- Németh, K. 1979. The availability of nutrients in soil as determined by electro-ultrafiltration (EUF). *Adv. in Agron.* 31: 155-188.
- Németh, K. e Grimme, H. 1972. Effect of soil pH on the relationship between K concentration in the saturation extract and K saturation of soils. *Soil Sci.* 114: 349-354.

- Németh, K.; Mengel, K. e Grimme, H. 1970. The concentration of K, Ca, and Mg in the saturation extract in relation to exchangeable K, Ca and Mg. *Soil Sci.* 109: 179-185.
- Niederbudde, E. A. e Fischer, W. R. 1980. Clay mineral transformations in soils as influenced by potassium release from biotite. *Soil Sci.* 130: 225-231.
- Nielson, K. 1974. Roots and root temperatures. Pp. 293-334. *In* E.W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Nielson, N. E. e Barber, S. A. 1978. Differences among genotypes of corn in the kinetics of P uptake. *Agron. J.* 70: 695-698.
- Norrish K. 1973. Factors in the weathering of mica to vermiculite. Pp. 417-432. *In* Serratosa, J. M. (ed.) *Proc. 4th Inter. Clay Conf.* 1972. Madrid.
- Novozamsky, I. e Houba, V. J. G. 1987. Critical evaluation of soil testing methods for K. Pp.165-185. *In* *Methodology in Soil - K Research*. 20th Colloquium Inter. Potash Inst. Baden, Austria.
- Nye, P. H. 1966. The measurement and mechanism of ion diffusion in soil. I - The relation between self-diffusion and bulk diffusion. *J. of Soil Sci.* 17: 16-23.
- Nye, P. H. 1968. Processes in the root environment. *J. of Soil Sci.* 19: 205-215.
- Nye, P. H. 1972. Localised movement of potassium ions in soil. Pp. 147-156. *In* *Potassium in Soil*. *Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut*.
- Nye, P. H. e Marriot, F. H. C. 1969. A theoretical study of the distribution of substances around roots resulting from simultaneous diffusion and mass flow. *Plant and Soil* 30: 459-472.
- Nye, P. H. e Tinker, P. B. 1965. The concept of a root demand coefficient. *J. of Applied Ecology* 6: 293-300.
- Nye, P. H. e Tinker, P. B. 1977. *Solute Movement in the Soil-Root System*. University of California Press. Berkeley.
- Oelsligle, D. D.; Doll, E. C. e Valverde, C. 1975. Potassium release characteristics of selected Peruvian soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 891-896.

- Oertli, J. J. 1973. The use of chemical potentials to express nutrient availabilities. *Geoderma* 9 : 81-95.
- Oliveira, M. R. G. 1988. *Comportamento do Sistema Radical de algumas Espécies Forrageiras e Pratenses com Interesse para a Modernização dos Sistemas de Agricultura no Alentejo*. Dissertação de Doutoramento apresentada na Universidade de Évora.
- Oliveira, V.; Ludwick, A. E. e Beatty, M. T. 1971. Potassium removed from some southern Brazilian soils by exhaustive cropping and chemical extractions methods. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 763-767.
- Olsen, S. R. e Kemper, W. D. 1968. Movements of nutrients to plant roots. *Adv. in Agron.* 20: 91-151.
- Olsen, S. R.; Kemper, W. D. e Jackson, R. D. 1962. Phosphate diffusion to plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26::22-227.
- Orsi, B. A. e Tipton, K. F. 1979. Kinetics analysis of progress curves. *Methods in Enzimology* 63: 159-183.
- Paauw, F. van der . 1956. Calibration of soil test methods for the determination of phosphate and potash status. *Plant and Soil* 8: 105-125.
- Paauw, F. van der. 1958. Relations between the potash requirements of crops and meteorological conditions. *Plant and Soil* 9: 254-268.
- Passioura, J. B. 1963. A mathematical model for the uptake of ions from the soil solution. *Plant and Soil* 18: 225-238.
- Pearson, R. W. 1952. Potassium-supplying power of eight Alabama soils. *Soil Sci.* 72: 301-309.
- Pearson, R. W. 1974. Significance of rooting pattern to crop production and some problems of root research. Pp. 247-270. In E.W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Peaslee, D. E. e Moss, D. N. 1966. Photosynthesis in K- and Mg- deficient maize (*Zea mays* L.) leaves. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 30: 220-223.

- Peterson, W. R. 1981. Soybean root morphology and K uptake. *Agron J.* 73: 316-319.
- Pettersson, S. e J  n  sen, P. 1983. Variation among species and varieties in uptake and utilization of potassium. *Plant and Soil* 72: 231-237.
- Pires, A. L. F. 1985. *Magnesium Studies of Grasses and Legumes in Northern Portugal*. Master of Science Thesis. Purdue University.
- Portas, C. A. M. e Taylor, H. M. 1976. Growth and survival of young plant roots in dry soil. *Soil Sci.* 121: 170-175.
- Portela, E. A. C. e Cardoso, A. P. S. 1980. Din  mica do K em três aluviosolos de Moçambique. *Garcia de Orta* (série Estudos Agron  micos) 7 (1-2) : 9-16.
- Portela, J. F. G.; Coutinho, J. F. e Portela, E. A. 1986. *Introdu  o de Inova  es no Cultivo de Cereais em Três-os-Montes: Experimenta  o Recorrente e sua Avalia  o Técnica, Econ  mica e Social*. IUTAD. Vila Real.
- Quirk, J. P. e Chute, J. H. 1968. Potassium release from mica-like clay minerals. Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide 2: 671-681.
- Powell, C. L. 1974. Effect of P fertilizer and root morphology and P uptake by *Carex coriacea*. *Plant and Soil* 41: 661-667.
- Raij, B. van. 1982. Disponibilidade do potássio em solos do Brasil. Pp. 67-76. In *Potássio na Agricultura Brasileira*. Inst. Inter. da Potassa. Piracicaba.
- Raman, R. V. e Jackson, M. L. 1965. Mica surface morphology changes during weathering. *Soil Sci. Soc Am. Proc.* 29: 29-32.
- Rasmussen, R. 1972. Potash in feldspars. Pp. 57-60. In *Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Rasnake, M. e Thomas, G. W. 1976. Potassium status of some alluvial soils in Kentucky. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 883-886.
- Rausell-Colom, J. A.; Sweatman, T. R.; Wells, C. B. e Norrish, K. 1965. Studies in the artificial weathering of mica. Pp. 40-72. In Hallworth, G. e Crawford, D. V. (ed.) *Experimental Pedology*. Butterworths. London.

- Reed, R. G. e Scott, A. D. 1962. Kinetics of potassium release from biotite and muscovite in sodium tetraphenylboron solutions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26: 437-440.
- Reichenbach, H. G. V. 1972. Factors of mica transformation. Pp. 33-42. *In Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Reid, R. L. e Jung, G. A. 1974. Effects of elements other than nitrogen on the nutritive value of forage. Pp. 395-435. *In* D.A. Mays (ed). *Forage Fertilization*. A.S.A. Madison. Wisconsin.
- Reitmeier, R. F. 1951. Soil potassium. *Adv. in Agron.* 3: 113-159.
- Rich, C. I. 1960. Aluminum in interlayers of vermiculite. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 26-32.
- Rich, C. I. 1964. Effect of cation size and pH on potassium exchange in Nason soil. *Soil Sci.* 98: 100-106.
- Rich, C. I. 1968. Mineralogy of soil potassium. *In* V. J. Kilmer, S. E. Younts e N. C. Prady (ed.) *Role of Potassium in Agriculture*. Soil Sci. Soc. Am. Madison.
- Rich, C. I. 1972. Potassium in soil minerals. Pp. 15-32. *In Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Rich, C. I. e Black, W. R. 1964. Potassium exchange as affected by cation size, pH and mineral structure. *Soil Sci.* 97: 384-390.
- Rich, C. I. e Obenshain, S. S. 1955. Chemical and clay mineral properties of a red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 19: 334-339.
- Rich, C. I. e Thomas, G. W. 1960. The clay fraction of soils. *Adv. in Agron.* 12: 1-39.
- Richter, J. 1987. The Soil as a Reactor. Modelling Processes in the Soil. Catena Verlag. Cremlingen.
- Robert, M. e Pedro, G. 1969. Études des relations entre les phenomenes d'oxydation et l'apatitudo a l'ouverture dans les micas trioctaedriques. Pp. 455-473. *In* Inter. Clay Conf. Proc. (vol I). Tokyo.

- Roberts, D. V. 1977. *Enzyme Kinetics*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Roberts, S. e McDole, R. E. 1985. Potassium nutrition of potatoes. Pp. 799-818. In Munson, R. D. (ed) *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Robinson, D. C. 1985. Potassium nutrition of forage grasses. Pp. 895-914 . In R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Rowell, D. L.; Martin, M. W. e Nye, P. H. 1967. The measurement and mechanism of ion diffusion in soils. III - The effect of moisture content and soil solution concentration on the self diffusion of ions in soils. *J. of Soil Sci.* 18: 204-222.
- Russell, R. S. e Goss, M. J. 1974. Physical aspects of soil fertility - the response of roots to mechanical impedance. *Neth. J. of Agric. Sci.* 22: 305-318.
- Russell, R. S. e Newbould, P. 1968. The pattern of nutrient uptake in root systems. Pp. 148-169. In W. J. Whittington (ed.). *Root Growth*. Proc. 15th Easter School in Agricultural Science. University of Nottingham.
- Russell, R. S. 1977. *Plant Root Systems: Their Function and Intewraction with Soil*. Mc Graw-Hill. London.
- Sadusky, M. C.; Sparks, D. L.; Noll, M. R. e Hendricks, G. J. 1988. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy Middle Atlantic Coastal Plain soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1460-1465.
- Salim , M. H.; Todd, G. W. e Schlehuber, A. M. 1965. Root development of wheat, oats and barley under conditions of soil moisture stress. *Agron. J.* 57: 603-607.
- Selim, H. M. 1978. Transport of reactive solutes during transient, unsaturated water flow in multilayered soils. *Soil Science* 126: 127-135.
- Salmon, R. C. 1964. Cation exchange reactions. *J. of Soil Sci.* 15: 273-283.
- Sarkar, A. N.; Jenkins, D. A. e Jones, R. G. W. 1979. Modifications to mechanical and mineralogical composition of soil within the rizosphere. Pp. 125-136. In J. L. Harley e R. S. Russel (ed.). *The Soil-Root Interface*. Academic Press. London.

- Sawnhey, B. L. 1977. Interstratification in layer silicates. Pp. 405-434. In J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.
- Schenk, M. K. e Barber, S. A. 1980. Potassium and phosphorus uptake by corn genotypes grown in the field as influenced by root characteristics. *Plant and Soil* 54: 65-76.
- Schnitzer, M. 1969. Reactions between fulvic acid, a soil humic compound and inorganic soil constituents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 75-81.
- Schnitzer, M. e Kodama, H. 1976. The dissolution of micas by fulvic acid. *Geoderma* 15: 381-391.
- Schnitzer, M. e Kodama, H. 1977. Reactions of minerals with humic substances. Pp. 741-770. In J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Madison.
- Schouwenburg, J. C. e Walinga, I. 1978. *Methods of Analysis for Plant Material*. Agricultural University of Wageningen. The Netherlands (ciclostilado).
- Schouwenburg, J. Ch. van e Schuffelen, A. C. 1963. Potassium-exchange behaviour of an illite. *Neth. J. Agric. Sci.* 11: 13-22.
- Schroeder, D. 1978. Structure and weathering of potassium containing minerals. Pp. 43-73. In *Potassium Research Review and Trends*. Proc. 11th Congr. Inter. Potash Inst. Berne.
- Schuffelen, A. C. 1972. The cation exchange system of the soil. Pp. 75-88. In *Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Schulte, E. E. 1981. Recommended soil organic matter tests. In Dahnke, W. C. (ed.) *Recommended Chemical Soil Test Procedures for North Central Region*. 22-31. N. Dakota St. Univ. Fargo. N. Dakota.
- Scott, A. D. 1968. Effect of particle size on interlayer potassium exchange in micas. Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide 2: 649-681.

- Sequeira Braga, M. A. 1983-85. Gibbsite em estruturas filonianas e em perfis de meteorização de rochas graníticas do Minho. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* Vol 24: 7-16. I Congresso de Geologia. Lisboa.
- Sequeira Braga, M. A. e Paquet, H. 1986. Gibbsite as a biotite weathering product in a granitic saprolite from Cavado river basin northwest Portugal. In R. R. Clement e Y. Tardy (ed.) *Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation*. Proc. of the Inter. Meeting. Granada. Consejo Superior de Investigaciones Cientificas.
- Serratos, J. M. e Bradley, W. F. 1958. Determination of the orientation of the OH bond axes in layer silicates by infrared absorption. *J. Phys. Chem.* 62: 1164-1167.
- Serviço Meteorológico Nacional. 1970. *O Clima de Portugal* (Fascículo XIII). Normas climatológicas do Continente, Açores e Madeira correspondentes a 1931-1960 (2ª ed.) Lisboa.
- Sharpley, A. N. e Kamprath, E. J. 1988. Relationship between water soluble and exchangeable soil cations for estimating plant uptake and leaching potential. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 19: 739-753.
- Shaw, J. K.; Stivers, R. K. e Barber, S. A. 1983. Evaluation of differences in potassium availability in soils of the same exchangeable potassium level. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 14: 1035-1049.
- Shaw, W. M. e Robinson, B. 1960. Reaction efficiencies of liming materials as indicated by lysimeter leachate composition. *Soil Sci.* 89: 209-218.
- Siddiqi, M. Y.; Glass, A. D. M.; Hsiao, A.I. e Minjas, A.N. 1987. Genetic differences among wild oat lines in potassium uptake and growth in relation to potassium supply. *Plant and Soil* 99: 93-105.
- Silberbush, M. e Barber, S. A. 1983a. Prediction of phosphorous and potassium uptake by soybeans with a mechanistic mathematical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 262-265.

- Silberbush, M. e Barber, S. A. 1983b. Sensitivity analysis of parameters used in simulating potassium uptake with a mechanistic mathematical model. *Agron. J.* 75: 851-854.
- Silberbush, M. e Barber, S. A. 1984. Phosphorous and potassium of field-grown soybean cultivars predicted by a simulation model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 592-596.
- Silberbush, M.; Hallmark, W. B. e Barber, S. A. 1983. Simulation of effects of soil bulk density and P addition on K uptake by soybeans. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 14: 287-286.
- Silva, A. A. 1987. Determinação da textura do solo. *Pedologia* 2: 129-139.
- Sinclair, A. H. 1979. Availability of potassium to ryegrass from Scottish soils. II - Uptake of initially nonexchangeable potassium. *J. of Soil Sci.* 30: 775-783
- Singh, R. D.; Goulding, K. W. T. e Sinclair, A. H. 1983. Assessment of potassium in soils. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 14: 1015-1033.
- Skogley, E. O. e Haby, V.A. 1981. Predicting crop responses on high-potassium soils of frigid temperature and ustic moisture regimes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 533-536.
- Smith, S. J.; Clark, L. J. e Scott, A. D. 1968. Exchangeability of potassium in soils. Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide 2: 661-669.
- Song, S. K. e Huang, P. M. 1988. Dynamics of potassium release from potassium-bearing minerals as influenced by oxalic and citric acids. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 383-390.
- Sparks, D. L. 1980. Chemistry of soil potassium in Atlantic Coastal Plain soils: a review. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* 11: 435-449.
- Sparks, D. L. 1986. Potassium release from interlayers. Pp. 83-95. In *Nutrient Balances and the Need for Potassium*. 13th Congress Inter. Potash Inst. Rheims.

- Sparks, D. L. e Huang, P. M. 1985. Physical chemistry of soil potassium. Pp. 201-275. In R. D. Munson (ed.). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Sparks, D. L. e Liebhardt, W. C. 1981. Effect of long term lime and potassium applications on quantity-intensity Q/I relations in sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 786-790.
- Sparks, D. L. e Liebhardt, W. C. 1982. Temperature effects on potassium exchange and selectivity in Delaware soils. *Soil Sci.* 33: 10-17.
- Sparks, D. L.; Zelazny, L. W. e Martens, D. C. 1980a. Kinetics of potassium exchange in a Paleudulf from Coastal Plain of Virginia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 37-40.
- Sparks, D. L.; Zelazny, L. W. e Martens, D.C. 1980b. Kinetics of potassium desorption in soil using miscible displacement. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 1205-1208
- Sparks, D. L.; Martens, D. C. e Zelazny, L. W. 1980c. Plant uptake and leaching of applied indigenous potassium in Dothan soils. *Agron. J.* 72: 551-555.
- Sparks, D. L. 1986. Potassium release from interlayers. Pp. 83-95. In *Nutrient Balances and the Need for Potassium*. 13th Congress of the Inter. Potash Inst. Rheims.
- Stanford, G. 1947. Fixation of potassium in soils under moist conditions and on drying in relation to type of clay mineral. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 12: 167-171.
- Stanton, D. A. e Orchard, E. R. 1963. Evaluation of the potassium supplying power of soils. *S. Afr. J. Agric. Sci.* 6: 249-260.
- Steffens, D. 1986. Root system and potassium exploitation. Pp. 97-108. In *Nutrient Balances and the Need for Potassium*. 13th Congress of the Inter. Potash Inst. Rheims.
- Stevenson, F. J. 1984. *Humus Chemistry, Genesis, Composition, Reactions*. Cap.13. Pp. 309-336. John Wiley & Sons. New York.
- Sumner, M. E. e Marques, J. M. 1966. Ionic equilibria in a ferralitic clay: Specific adsorption sites for potassium. *Soil Sci.* 102: 187-192.

- Tabatabai, M. A. e Hanway, J. J. 1969. Potassium supplying power of Iowa soils at their "minimal" levels of exchangeable potassium. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 105-109.
- Talibudeen, O. 1972. Exchange of potassium in soils in relation to other cations. Pp. 97-112. *In Potassium in Soil*. Proc. 9th Colloquium Inter. Potash Inst. Landshut.
- Talibudeen, O. e Dey, S. K. 1968a. Potassium reserves in British soil. I. The Rothamsted classical experiments. *J. of Agric. Sci., Camb.* 71: 95-104.
- Talibudeen, O. e Dey, S. K. 1968b. Potassium reserves in British soil. II. Soils from different parent materials. *J. of Agric. Sci., Camb.* 71: 405-411.
- Talibudeen, O.; Beasley, J. D.; Leone, P. e Rajendran, N. 1978. Assessment of soil potassium reserves available to plant roots. *J. of Soil Sci.* 29: 207-218.
- Tan, K. H. 1978. Effects of humic and fulvic acids on release of fixed potassium. *Geoderma* 21: 67-74.
- Tan, K. H. 1980. The release of silicon, aluminum and potassium during decomposition of soil minerals by humic acid. *Soil Sci.* 129: 5-10.
- Tardy, Y.; Bocquier, G.; Paquet, H. e Millot, G. 1973. Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma* 10: 271-284.
- Tarzi, J. G. e Protz, R. 1978. Increased selectivity of natural weathered biotites for potassium. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 43: 188-191.
- Taylor, H. M. e Klepper, B. 1974. Water relations of cotton. I. Root growth and water use as related to top growth and soil water content. *Agron. J.* 66: 584-588.
- Tennant, D. 1975. A test of a modified line intersect method of estimating root length. *J. of Ecology* 63: 995-1001.
- Thomas, G. W. 1974. Chemical reactions controlling soil solution electrolyte concentration. Pp. 483-506. *In* E. W. Carson (ed.). *The Plant Root and its Environment*. University Press of Virginia. Charlottesville.
- Thomas, G. W. 1982. Exchangeable cations. *In* Page, A. L. (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part 2. (2^a ed.) Agronomy 9: 159-165. ASA. Madison.

- Trought, M. C. T. e Drew, M. C. 1980. The development of waterlogging damage in wheat seedlings (*Triticum aestivum* L.) II - Accumulation and redistribution of nutrients by the shoot. *Plant and Soil* 56: 187-199.
- Uribe, E. e Cox, F. R. 1988. Soil properties affecting the availability of potassium in highly weathered soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 148-152.
- Vaidyanathan, L. V. e Nye, P. H. 1966. The measurement and mechanism of ion diffusion in soils. II - An exchange resin paper method for measurement of the diffusive flux and diffusion coefficient of nutrient ions in soil. *J. of Soil Sci.* 17: 175-183.
- Vasco da Gama, M. 1966a. Influência da secagem ao ar na libertação e na fixação de potássio em oito solos. *Agronomia Lusitana* 27(2): 145-165.
- Vasco da Gama, M. 1966b. Libertação de potássio num solo derivado de granito. *Agronomia Lusitana* 25 (5): 675-700.
- Vasco da Gama, M. 1967. Potencial e capacidade de alguns solos em relação ao potássio e sua variação com o cultivo. *Agronomia Lusitana* 28 (2): 105-123.
- Vasco da Gama, M. 1968. Libertação e absorção de potássio nalguns solos. *Agronomia Lusitana* 29 (1-2): 99-115.
- Vasco da Gama, M. 1975. Assimilabilidade do K em dezoito solos mediterrâneos pardos de xistos. *Agronomia Lusitana* 37 (2): 105-122.
- Vasco da Gama, M. 1978. Índices de potássio dalguns solos e suas correlações. *Agronomia Lusitana* 38 (4): 321-340.
- Vasco da Gama, M. 1979. Comparação de vários índices de potássio do solo com o potássio extraído pelo azevém-perene em vasos. *Agronomia Lusitana*. 39 (4): 305-334.
- Vasco da Gama, M. 1983. Potássio do extracto de saturação e constantes de Gapon dalguns solos. *Agronomia Lusitana* 42 (1-2): 25-33.

- Vasco da Gama, M. 1987. Efeito do carbonato de cálcio na mobilização do potássio e do magnésio numa série de vinte amostras de solos ácidos derivados de granitos. *Agronomia Lusitana* 42 (3-4): 285-300.
- Vexkull, H. R. von. 1985. Potassium nutrition of some typical plantation crops. Pp. 929-954. In R. D. Muson (ed). *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.
- Vieira e Silva, J. M. 1980. Solos derivados de xisto da região noroeste de Portugal. Caracterização mineralógica das fracções limo e argila. *Pedologia*. Oeiras 16 (1): 123-131.
- Vieira e Silva, J. M. 1980. Ocorrência de vermiculite-Al e gibsita em solos de granito do Noroeste de Portugal. Génese destes minerais. *Serviços Geológicos de Portugal*. T.66: 71-77. Lisboa.
- Vieira e Silva, J. M. 1983. Estudo mineralógico da argila e do limo de solos derivados de granitos e rochas básicas da região de Trás-os-Montes. *Garcia de Orta* (série Estudos Agronómicos) 10 (1-2): 27-36.
- Walker, J. M. 1969. One-degree increments in soil temperatures affect maize seedling behavior. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:729-736.
- Walker, J. M. e Barber, S. A. 1962. Absorption of potassium and rubidium from the soil by corn roots. *Plant and Soil* 17: 243-259.
- Warncke, D. D. e Barber, S. A. 1972. Diffusion of zinc in soils. II. The influence of soil bulk density and its interaction with soil moisture. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 42-46.
- Warncke, D. D. e Barber, S. A. 1974. Root development and nutrient uptake by corn grown in solution culture. *Agron. J.* 66: 514-516.
- Wear, J. I. e White, J. L 1951. Potassium fixation in clay minerals as related to crystal structure. *Soil Sci.* 71: 1-14.
- Welch, L. F. e Flannery, R. L. 1985. Potassium nutrition of corn. Pp. 647-664. In Munson, R. D. (ed) *Potassium in Agriculture*. American Society of Agronomy. Madison.

- Wells, C. B. e Norrish, K. 1968. Accelerated rates of release of interlayer potassium from micas. Trans. 9th Inter. Congres. Soil Sci. Adelaide 2: 683-694.
- White, J. L. 1962. X-ray diffraction studies on weathering of muscovite. *Soil Sci.* 93: 16-21.
- White, J. L. 1977. Preparation of specimens for infrared analysis. Pp. 847-863. In J. B. Dixon e S. B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison.
- Wiersum, L. K. 1957. The relationship of the size and structural rigidity of pores to their penetration by roots. *Plant and Soil* 9: 75-85.
- Wiklander, L. 1950. Fixation of potassium by clays saturated with different cations. *Soil Sci.* 69: 261-278.
- Wild, A.; Woodhouse, P. J. e Hopper, M. J. 1979. A comparison between the uptake of potassium by plants from solutions of constant potassium concentration and during depletion. *J. of Experimental Botany* 30: 695-704.
- Woodruff, C. M. 1955. The energies of replacement of calcium by potassium in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 19: 167-174.
- Yapa, L. G. G.; Fritton, D. D. e Willatt, S. T. 1988. Effect of soil strenght on root growth under different water conditions. *Plant and Soil* 109: 9-16.

ANEXOS

ANEXO I

Solos:

- 1 - Carrazeda de Ansiães, Carrazeda de Ansiães - Cambissolo úmbrico órtico de granitos
- 2 - Horta da Vilariça (Quinta do Carrascal), Torre de Moncorvo - Cambissolo eútrico de xistos
- 3 - Horta da Vilariça, Torre de Moncorvo - Fluvissole eútrico de aluviões
- 4 - Muxagata, Vila Nova de Foz Côa - Luvissole háplico de material coluviado de xistos
- 5 - Serra do Reboredo, Torre de Moncorvo - Cambissolo úmbrico crómico de xistos hematíticos e quartzitos
- 6 - Peredo da Bemposta, Mogadouro - Cambissolo dístrico crómico de granitos
- 7 - Sanhoane, Mogadouro - Alissolo áplico crómico de material sedimentar sobre xistos
- 8 - Sendim, Miranda do Douro - Leptossolo eútrico câmbico de xisto
- 9 - Malhadas a - Alissolo háplico crómico de depósitos sedimentares
- 10 - Malhadas b - Leptossolo dístrico câmbico de granitos
- 11 - Campo de víboras, Vimioso - Leptossolo dístrico câmbico de xistos
- 12 - Bragança - Luvissole crómico de rochas ultrabásicas
- 13 - Izeda - Vertissolo crómico de depósitos sedimentares argiláceos
- 14 - Frieira - Cambissolo crómico de rochas ultrabásicas
- 15 - Santo André - Cambissolo úmbrico órtico de granitos
- 16 - Montalegre - Cambissolo úmbrico crómico de xistos
- 17 - Vila Real (Quinta de Prados), Vila Real - Cambissolo dístrico crómico de xistos
- 18 - Vilar Chão, Alfândega da Fé - Leptossolo dístrico câmbico de xistos
- 19 - Curopos, Vinhais - Cambissolo dístrico crómico de xistos
- 20 - Mirandela - Leptossolo dístrico câmbico de xistos

ANEXO II - A**Perfil nº 3**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Fluvissole eutrício de aluviões de textura média, fase antrópica

Localização - Horta da Vilariça, Torre de Moncorvo

Região Natural - Douro Superior

Topografia - Depressão aluvionar aplanada; relevo ondulado e acidentado

Geologia e Litologia - Depósitos aluvionares

Clima - Terra Quente com precipitação inferior a 600 mm

Descrição do Perfil

- | | |
|------------------------|---|
| Ap | 0-25 cm; pardo amarelado escuro 10YR 4/4 (h), franco-limoso; anisoforme subangulosa e granulosa média e fina fraca; compactidade pequena; frequentes poros finos; friável não aderente e não plástico; abundantes raízes finas e poucas médias. |
| ApC₁ | 25-45 cm; transição para C ₁ . |
| C₁ | 45-90 cm; pardo amarelado escuro 10YR 4/4 (h); franco-limoso, anisoforme subangulosa fina média e grosseira fraca; compactidade pequena; alguns poros tubulares muito finos e finos; friável, não aderente e não plástico; poucas raízes finas e médias, transição gradual. |
| C₂ | 90-145 cm; pardo escuro 7,5YR 4/4; franco limoso; anisoforme subangulosa fina e fraca; compactidade pequena; poucos poros finos e muito finos; friável, não aderente e não plástico; poucas raízes finas. |
| C₃ | 145-160 cm; pardo forte 10YR 3/3; franco-arenoso, sem estrutura, muito friável, não aderente e não plástico; nenhuma raízes. |

ANEXO II - B

Perfil nº 3 - Caracterização físico-química

	Número da amostra				
	45215	45216	45217	45218	45219
Profundidade (cm)	0 - 25	30 - 40	60 - 70	90 - 100	145 - 160
Elementos grosseiros % (v)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Areia grossa (%)	6,5	10,0	2,5	4,0	41,3
Areia fina (%)	43,5	45,6	30,5	42,6	35,9
Limo (%)	40,1	42,2	56,8	44,4	17,6
Argila (%)	9,9	11,2	10,2	9,0	5,2
Textura (+)	F1	F1	L	F1	Fa
% de humidade a pF 2,0	41,2	39,0	44,3	44,5	20,6
% de humidade a pF 2,7	25,1	29,3	34,7	32,1	11,2
% de humidade a pF 4,2	10,2	13,2	14,6	11,8	4,0
Densidade aparente	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
pH (H ₂ O)	6,5	6,8	8,0	7,9	7,7
pH (KCl)	5,2	5,1	6,5	6,6	6,5
Matéria orgânica (%)	0,84	0,78	0,50	0,39	0,22
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)					
Ca	2,52	2,52	5,90	3,49	5,90
Mg	1,58	2,17	2,17	0,16	0,81
K	0,33	0,16	0,11	0,10	0,07
Na	0,27	0,22	0,27	0,34	0,22
H + Al	0,11	0,20	0,11	0,14	0,11
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	4,85	5,27	8,56	4,23	7,11
Grau de saturação (%)	97	96	99	97	98
P assimilável (mg kg ⁻¹)	115	67	35	42	82
K assimilável (mg kg ⁻¹)	120	64	76	64	48

(+) F1 - Franco limoso; Fa - Franco arenoso; L - Limoso

ANEXO III - A

Perfil nº 4

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Luvisolo háplico de material coluviado de xistos, fase antrópica

Localização - Muxagata, Vila Nova de Foz Côa

Região Natural - Douro Superior

Topografia - Depressão coluvionar aplanada; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Micaxistos do complexo xisto-grauváquico (com intercalações de calcário)

Clima - Terra de Transição com precipitação entre os 600 e 800 mm

Descrição do Perfil

- Ap** 0-25 cm; pardo oliváceo claro 2,5Y 5/4 (h), franco-limoso com pouco cascalho (10-15% de cascalho e saibro de origem xistenta e quartzosa, angulosos); anisoforme média e fina fraca; compactidade pequena; frequentes poros médios; friável, não aderente e não plástico; frequentes raízes médias e pouco finas; não faz reacção com o HCl; transição gradual.
- Bt** 25-60 cm; pardo amarelado 10YR 5/4 (h); franco limoso com pouco cascalho (5-10% de cascalho e saibro platiforme de origem xistenta); anisoforme angulosa média e fina fraca; compactidade média; poucos poros médios; friável, não aderente e não plástico; poucas raízes médias; não faz reacção com o HCl.
- BtC** 40-90 cm; idêntico ao anterior fazendo a transição para o C.

Composição mineralógica da rocha subjacente - Moscovite - 45%; quartzo - 35%;
clorite - 10%; plagioclase - 2%; outros - 8%.

ANEXO III - B

Perfil nº 4 - Caracterização físico-química

Profundidade (cm)	Número da amostra		
	45220	45221	45222
	0 - 25	25 - 40	50 - 60
Elementos grosseiros %(v)	13,0	5	8
Areia grossa (%)	12,1	12,1	12,6
Areia fina (%)	44,0	27,9	45,5
Limo (%)	36,1	45,5	32,7
Argila (%)	7,8	12,5	9,2
Textura (+)	Fl	Fl	Fl
% de humidade a pF 2,0	33,0	39,3	30,9
% de humidade a pF 2,7	23,6	32,2	23,5
% de humidade a pF 4,2	7,5	14,4	11,4
Densidade aparente	1,3	1,2	1,4
pH (H ₂ O)	7,4	7,5	7,5
pH (KCl)	5,7	5,9	6,3
Matéria orgânica (%)	0,50	0,67	0,84
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)			
Ca	5,90	5,32	4,86
Mg	2,36	4,53	2,17
K	0,13	0,16	0,18
Na	0,25	0,30	0,11
H + Al	0,11	0,08	0,14
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	8,75	10,39	7,32
Grau de saturação (%)	99	99	98
P assimilável (mg kg ⁻¹)	26	24	34
K assimilável (mg kg ⁻¹)	86	90	104

(+) Fl - Franco limoso; Fa - Franco arenoso; L - Limoso

ANEXO IV - A

Perfil nº 9

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Alissolo háplico crómico de depósitos sedimentares, fase antrópica

Localização - Malhadas (Posto Zootécnico), Miranda do Douro

Região Natural - Miranda/Mogadouro

Topografia - Planalto com 3% de declive; relevo ondulado muito suave

Geologia e Litologia - Depósitos sedimentares argiláceos de terraços fluviais sobre granitos calco-alcalinos

Clima - Terra Fria de Planalto com precipitação entre os 600 e 800 mm

Descrição do Perfil

- | | |
|------------|--|
| Ap | 0-25 cm; pardo escuro 7,5YR 4/4 (h); franco-arenoso com cascalho (20 a 30% de cascalho e saibro quartzosos subrolados); anisoforme subangulosa fina e média fraca; compactidade pequena; frequentes poros finos; muito friável; não aderente e não plástico; frequentes raízes médias e finas; transição nítida. |
| Bt1 | 25-55 cm; alaranjado 5YR 5/6 (h) com poucas manchas 5YR 5/8 indistintas e difusas; franco-argiloso com pouco cascalho (10 a 15% de cascalho e saibro quartzoso subrolado; prismática grosseira forte subdividida em anisoforme fina e média forte; películas delgadas de argila ao longo dos pedes ; poucos poros muito finos; aderente e plástico; poucas raízes finas; transição nítida. |
| Bt2 | 55-65 cm; alaranjado 7,5YR 6/6 com frequentes manchas distintas vermelhas 2,5YR 4/8; franco-argiloso; prismática média e grosseira forte; nenhuns poros; aderente e plástico; nenhuma raízes. |
| 2C | 65-100 cm; granito muito arenizado com manchas cinzentas e vermelhas mosqueadas de material sedimentar; toalha freática a 100 cm. |

Composição mineralógica da rocha subjacente - Quartzo - 35%; plagioclase (oligoclase) - 30%; feldspato potássico - 20%; moscovite - 10%; biotite (cloritizada) - 3%; outros - 2%.

ANEXO IV - B
Perfil nº 9 - Caracterização físico-química

	Número da amostra			
	24252	24253	24254	24255
Profundidade (cm)	0 - 25	25 - 50	55 - 65	65 - 80
Elementos grosseiros % (v)	27,0	11,0	14,0	29,0
Areia grossa (%)	40,9	23,7	21,7	29,6
Areia fina (%)	35,5	27,7	25,9	30,0
Limo (%)	15,0	21,2	22,9	18,7
Argila (%)	8,7	27,4	29,5	21,7
Textura (+)	Fa	Fag	Fag	F
% de humidade a pF 2,0	18,8	36,6	38,3	30,0
% de humidade a pF 2,7	14,3	26,4	28,3	20,3
% de humidade a pF 4,2	4,5	12,7	15,5	10,8
Densidade aparente	1,5	1,2	1,2	1,2
pH (H ₂ O)	6,6	4,8	4,6	4,8
pH (KCl)	6,0	3,8	3,7	3,7
Matéria orgânica (%)	0,95	1,03	0,29	0,29
Catiões de troca (cmolkg ⁻¹)				
Ca	4,36	1,71	0,81	0,19
Mg	0,14	0,76	1,85	1,57
K	0,13	0,10	0,16	0,12
Na	0,07	0,08	0,07	0,05
H + Al	0,18	3,25	5,89	0,73
CTC efectiva (cmolkg ⁻¹)	4,88	5,90	8,59	2,66
Grau de saturação (%)	96	45	31	73
P assimilável (mg kg ⁻¹)	143	42	47	56
K assimilável (mg kg ⁻¹)	70	78	78	66

(+) F - Franco ; Fa - Franco arenoso; Fag - Franco-argiloso

ANEXO V - A**Perfil nº 10**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Leptossolo dístrico câmbico de granitos, fase antrópica

Localização - Malhadas, Miranda do Douro

Região Natural - Miranda/Mogadouro

Topografia - Encosta côncava com 2 a 5% de declive; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Granitos calco-alcalinos com influência de depósitos sedimentares argiláceos

Clima - Terra Fria de Planalto com precipitação entre os 600 e 800 mm

Descrição do Perfil

- Ap** 0-30 cm; pardo amarelo escuro 10YR 4/4 (h); franco-arenoso com pouco cascalho (10-15% de saibro e cascalho de origem granítica); granulosa média fina e fraca; compactidade pequena; bastantes poros finos e médios; friável, ligeiramente aderente e ligeiramente plástico; frequentes raízes finas e médias.
- BC** 30-40 cm; pardo amarelado claro 10YR 6/4 (h); franco arenoso com pouco cascalho (10-15% de saibro e cascalho de origem granítica); sem estrutura; compactidade pequena; friável, ligeiramente aderente e ligeiramente plástico; poucas raízes finas.
- CR** > 40 cm rocha granítica muito alterada compacta.

Composição mineralógica da rocha subjacente - Quartzo - 35%; plagioclase (oligoclase) - 30%; feldspato potássico - 20%; moscovite - 10%; biotite (cloritizada) - 3%; outros - 2%.

ANEXO V - B
Perfil nº 10 - Caracterização físico-química

	Número da amostra	
	48847	45223
Profundidade (cm)	0 - 20	30 - 40
Elementos grosseiros % (v)	11,0	11,0
Areia grossa (%)	43,4	45,5
Areia fina (%)	31,1	32,3
Limo (%)	14,2	14,2
Argila (%)	11,3	8,2
Textura (+)	Fa	Fa
% de humidade a pF 2,0	17,5	24,1
% de humidade a pF 2,7	12,2	15,5
% de humidade a pF 4,2	5,2	8,4
Densidade aparente	1,4	1,5
pH (H ₂ O)	5,1	5,5
pH (KCl)	3,7	3,6
Matéria orgânica (%)	0,65	0,31
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)		
Ca	3,09	4,40
Mg	1,45	2,76
K	0,21	0,25
Na	0,12	0,11
H + Al	1,50	2,10
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	6,37	9,62
Grau de saturação (%)	76	78
P assimilável (mg kg ⁻¹)	62	56
K assimilável (mg kg ⁻¹)	124	150

(+) Fa - Franco-arenoso

ANEXO VI - A**Perfil nº 12**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Luvisosolo crómico de rochas ultrabásicas, fase antrópica

Localização - Bragança (Quinta de Santa Apolónia), Bragança

Região Natural - Bragança

Topografia - Encosta côncava com 2 a 5% de declive; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Rochas ultrabásicas

Clima - Terra Fria de Planalto com precipitação entre os 800 e 1000 mm

Descrição do Perfil

- Ap** 0-20 cm; pardo avermelhado 5YR 4/4 (h), franco com pouco cascalho (5 a 10% de cascalho de rocha máfica com forte reacção com H₂O₂); anisoforme angulosa a granulosa fina, média e grosseira forte; compacidade média; muitos poros muito finos e finos; muito duro, aderente e ligeiramente plástico; abundantes raízes finas.
- AB** 20-50 cm; alaranjado 5YR 4/6 (h); franco argilo-arenoso com pouco cascalho (5-10% de cascalho de rocha máfica boleada); anisoforme angulosa grosseira e muito grosseira com alguma evidência de películas de argila; fendas verticais e transversais finas e médias; compacidade elevada; poucos poros finos e muito finos; muito duro, aderente e plástico; poucas raízes finas e médias.
- Bt₁** 50-80 cm; pardo forte 7,5YR 5/6 com películas de argila 5YR 4/4; franco-argiloso com pouco saibro de concreções manganíferas; prismática grosseira subdividida em anisoforme angulosa grosseira forte; bastantes fendas verticais e poucas transversais; compacidade elevada; poucos poros finos; muito duro, aderente e plástico; poucas raízes finas.
- Bt₂** 80-110 cm; idêntica à anterior mas com agregados de menores dimensões.
- C** 110-140 cm; rocha totalmente alterada mantendo a estrutura original fazendo efervescência com H₂O₂.

Composição mineralógica da rocha subjacente - Piroxena (diópsido) - 70%;
anfíbola - 28%; magnetite - 2%.

ANEXO VI - B
Perfil nº 12 - Caracterização físico-química

Profundidade (cm)	Número da amostra				
	28383	33583	33584	33585	33586
	0 - 20	25 - 50	50 - 75	80 - 105	115 - 140
Elementos grosseiros % (v)	20,0	11,0	47,0	15,0	15,0
Areia grossa (%)	12,4	13,4	7,3	8,4	14,7
Areia fina (%)	49,8	53,2	53,1	56,6	50,4
Limo (%)	18,5	17,2	15,1	18,1	18,6
Argila (%)	19,3	16,2	24,5	22,9	16,3
Textura (+)	F	Fa	Faga	F	F
% de humidade a pF 2,0	25,7	31,1	39,7	39,1	38,6
% de humidade a pF 2,7	15,6	17,4	21,5	23,7	22,9
% de humidade a pF 4,2	7,7	12,4	16,7	18,8	17,7
Densidade aparente	1,3	1,3	1,4	1,3	1,2
pH (H ₂ O)	6,7	7,2	7,6	7,7	7,6
pH (KCl)	5,5	5,7	5,8	5,6	5,4
Matéria orgânica (%)	1,57	0,17	0,04	-	-
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)					
Ca	7,73	3,83	3,80	4,04	3,70
Mg	6,18	5,97	10,30	5,15	16,48
K	0,28	0,12	0,14	0,17	0,13
Na	0,05	0,13	0,20	0,20	0,15
H + Al	0,12	0,19	0,12	0,12	0,33
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	14,96	10,24	14,56	9,68	20,79
Grau de saturação (%)	99	98	99	99	98
P assimilável (mg kg ⁻¹)	83	<10	<10	-	-
K assimilável (mg kg ⁻¹)	124	84	84	-	-

(+) F - Franco ; Fa - Franco arenoso; Faga - Franco-argilo-arenoso

ANEXO VII - A

Perfil nº 13

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Vertissolo crómico de depósitos sedimentares argiláceos, fase antrópica

Localização - Izeda, Bragança

Região Natural - Bornes/Sabor

Topografia - Encosta côncava, 2,5% de declive; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Depósitos sedimentares argiláceos sobre xistos anfibólicos

Clima - Terra de transição com precipitação entre os 600 e 800 mm

Descrição do Perfil

- Ap** 0-25 cm; pardo avermelhado escuro 5YR 3/3 (s) e 5YR 3/4 (h); argiloso com cascalho (20-30% de quartzo subrolado); prismática grosseira, subdividida em prismática média e fina forte; compactidade elevada, extremamente duro, muito aderente e muito plástico; frequentes raízes finas; transição ondulada e nítida.
- B w** 25-40 cm; alaranjado 5YR 5/6 (h); argiloso com cascalho (20-30% de quartzo subrolado); prismática grosseira subdividida em prismática média e fina; fendilhamento vertical; superfícies de deslizamento; compactidade elevada; poucos poros finos; extremamente firme, muito aderente e muito plástico; infiltrações de material escurecido da camada superior; poucas raízes finas; transição gradual.
- Bw 2C** 40-60 cm; amarelo pardacento 10YR 6/6; zona de transição para o material originário em blocos prismáticos.
- 2C** Rocha básica alterada.

Composição mineralógica da rocha subjacente - Anfíbola - 60%; epídoto - 15%; plagioclase - 10%; quartzo - 10%; outros - 5%

ANEXO VII - B

Perfil nº 13 - Caracterização físico-química

Profundidade (cm)	Número da amostra		
	793	794	735
	0 - 25	25 - 40	40 - 55
Elementos grosseiros % (v)	13,0	16,0	23,0
Areia grossa (%)	5,5	2,9	11,1
Areia fina (%)	26,6	23,2	28,4
Limo (%)	19,7	30,6	23,1
Argila (%)	48,2	43,3	37,4
Textura (+)	A	Al	Fag
% de humidade a pF 2,0	42,1	52,8	53,3
% de humidade a pF 2,7	36,4	45,7	45,7
% de humidade a pF 4,2	26,1	36,9	36,4
Densidade aparente	1,0	0,9	1,0
pH (H ₂ O)	6,2	6,2	6,4
pH (KCl)	4,6	4,3	4,2
Matéria orgânica (%)	2,16	0,48	0,34
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)			
Ca	28,81	38,78	38,28
Mg	10,30	35,02	35,02
K	0,14	0,05	0,04
Na	0,05	0,09	0,09
H + Al	0,23	-	-
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	39,53	-	-
Grau de saturação (%)	99	-	-
P assimilável (mg kg ⁻¹)	<10	<10	<10
K assimilável (mg kg ⁻¹)	46	12	<10

(+) A - Argiloso; Al - argilo-limoso; Fag - Franco argiloso; L - Limoso

ANEXO VIII - A**Perfil nº 14**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Cambissolo crómico de rochas ultra-básicas, fase antrópica

Localização - Frieira, Bragança

Região Natural - Bornes/Sabor

Topografia - encosta rectilínea com 12% de declive; relevo fortemente ondulado

Geologia e Litologia - Xistos anfibólicos

Clima - Terra de transição com precipitação entre os 600 e 800 mm

Descrição do Perfil

- | | |
|------------|--|
| A | 0-20 cm; pardo forte 7,5YR 5/6 (s) e pardo avermelhado escuro 5YR 3/4 (h); franco-limoso com cascalho (20-30% de saibro e cascalho e pedras xistentas); anisoforme subangulosa muito fina, fina e média moderada; compacidade elevada, frequentes poros finos; ligeiramente duro, não aderente e não plástico, frequentes raízes finas, transição ondulada e nítida. |
| B w | 20-50 cm; pardo avermelhado 5YR 4/4 (s) e pardo avermelhado escuro 5YR 3/4 (h); franco com cascalho (15-20% de saibro, cascalho e pedra); anisoforme fina e média moderada; compacidade elevada; poucos poros finos; ligeiramente duro, não aderente e não plástico; poucas raízes finas. |
| CR | > 50 cm; rocha xistenta básica em diversos estádios de alteração. |

Composição mineralógica da rocha subjacente - Anfíbola - 60%; epídoto - 20%; quartzo - 15%; clorite - 4%; outros - 1%.

ANEXO VIII - B

Perfil nº 14 - Caracterização físico-química

Profundidade (cm)	Número da amostra		
	5478	5479	5480
	0 - 10	10 - 25	30 - 45
Elementos grosseiros % (v)	23,0	20,0	20,0
Areia grossa (%)	8,1	9,1	6,1
Areia fina (%)	54,0	53,8	62,2
Limo (%)	27,7	27,1	23,5
Argila (%)	10,2	10,0	8,2
Textura (+)	F	F	Fa
% de humidade a pF 2,0	30,1	28,6	22,9
% de humidade a pF 2,7	17,4	16,6	12,4
% de humidade a pF 4,2	6,3	6,7	5,4
Densidade aparente	1,4	1,4	1,4
pH (H ₂ O)	6,0	5,9	6,0
pH (KCl)	4,5	4,4	4,5
Matéria orgânica (%)	1,48	1,00	0,41
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)			
Ca	7,28	7,08	5,34
Mg	2,47	2,47	2,06
K	0,07	0,03	0,03
Na	0,11	0,08	0,05
H + Al	0,30	-	-
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	10,23	-	-
Grau de saturação (%)	97	-	-
P assimilável (mg kg ⁻¹)	16	<10	<10
K assimilável (mg kg ⁻¹)	36	16	12

(+) F - Franco ; Fa - Franco-arenoso

ANEXO IX - A**Perfil nº 15**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Cambissolo úmbrico órtico de granitos

Localização - Santo André, Montalegre

Região Natural - Barroso

Topografia - encosta com 10% de declive; relevo fortemente ondulado e acidentado

Geologia e Litologia - Granitos alcalinos

Clima - Terra Fria de Planalto com precipitação superior a 1200 mm

Descrição do Perfil

- | | |
|-----------|--|
| A | 0-30 cm; pardo acinzentado muito escuro 10YR 3/2 (h); franco-arenoso, com pouco cascalho (5-10% de saibro anguloso de origem granítica); granulosa fina e média fraca; muitos poros finos, muito friável, não aderente e não plástico; abundantes raízes médias e finas, transição nítida. |
| AC | 30-55 cm; pardo amarelado escuro 10YR 3/4 (h); arenoso franco, com pouco cascalho (10-15% de saibro e cascalho anguloso de origem granítica); sem estrutura; poucos poros finos; muito friável, não aderente e não plástico; frequentes raízes finas. |
| R | > 55 cm; rocha granítica alterada compacta. |

Composição mineralógica da rocha subjacente - Plagioclase (muito alterada para hidromoscovite) - 30%; feldspato potássico - 25%; quartzo - 25%; moscovite - 12%; biotite - 8%

ANEXO IX - B

Perfil nº 15 - Caracterização físico-química

	Número da amostra	
	43156	43157
Profundidade (cm)	0 - 25	25 - 50
Elementos grosseiros % (v)	7,0	10,0
Areia grossa (%)	33,3	42,3
Areia fina (%)	44,8	43,4
Limo (%)	43,3	6,9
Argila (%)	8,6	5,4
Textura (+)	Fa	Fa
% de humidade a pF 2,0	31,2	16,3
% de humidade a pF 2,7	24,2	11,2
% de humidade a pF 4,2	12,1	5,4
Densidade aparente	1,2	1,4
pH (H ₂ O)	5,6	5,6
pH (KCl)	4,3	4,0
Matéria orgânica (%)	3,92	1,12
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)		
Ca	1,86	0,73
Mg	0,89	0,32
K	0,09	0,04
Na	0,10	0,06
H + Al	1,18	1,30
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	4,12	2,45
Grau de saturação (%)	71	46
P assimilável (mg kg ⁻¹)	50	57
K assimilável (mg kg ⁻¹)	60	20

(+) Fa - Franco-arenoso

ANEXO X - A

Perfil nº 16

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Cambissolo úmbrico crómico de xistos

Localização - Montalegre, Montalegre

Região Natural - Barroso

Topografia - encosta com 2 a 5% de declive; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Xistos de contacto (corneanas) do silúrico

Clima - Terra Fria de Planalto com precipitação superior a 1200 mm

Descrição do Perfil

- | | |
|------------|--|
| A | 0-20 cm; pardo muito escuro 10YR 2/2 (h); franco-arenoso com cascalho (15-20% de saibro e cascalho angulosos de origem xistenta); grumosa fina e fraca; frequentes poros muito finos e finos; compacidade pequena; friável, não aderente e não plástico; frequentes raízes médias e finas; transição gradual. |
| A B | 20-26 cm; transição para B |
| B w | 26-56 cm; pardo avermelhado escuro 5YR 3/3 (h); franco-arenoso com cascalho (20-30% de saibro e cascalho angulosos de origem xistenta); anisoforme subangulosa média e grosseira fraca; poucos poros finos e médios; compacidade pequena; friável não aderente e não plástico; poucas raízes finas; transição gradual. |
| B C | 56-70 cm; amarelo pardacento 10 YR 5/6 (h); franco com cascalho (20-30% de cascalho e pedra de origem xistenta) sem estrutura; friável não pegajoso, não plástico, muito poucas raízes. |
| C | 70-110 cm; rocha em diversos estádios de alteração. |

Composição mineralógica da rocha subjacente - Quartzo - 40%; moscovite - 30%; andaluzite - 10%; óxidos de ferro - 15%; outros - 5%

ANEXO X - B

Perfil nº 16 - Caracterização físico-química

Profundidade (cm)	Número da amostra				
	23170	23171	23172	23173	23174
	0 - 25	25 - 35	35 - 50	50 - 55	55 - 70
Elementos grosseiros % (v)	14,0	25,0	9,0	10,0	26,0
Areia grossa (%)	12,6	9,0	15,7	14,1	12,6
Areia fina (%)	58,7	58,3	51,3	52,9	47,2
Limo (%)	20,1	22,6	24,9	26,8	29,1
Argila (%)	8,6	10,1	8,1	6,2	11,1
Textura (+)	Fa	Fa	Fa	Fa	Fa
% de humidade a pF 2,0	60,4	59,7	51,7	45,6	46,7
% de humidade a pF 2,7	29,4	25,4	22,5	21,6	23,0
% de humidade a pF 4,2	6,7	11,7	6,1	5,7	6,5
Densidade aparente	0,9	1,0	1,1	1,2	1,2
pH (H ₂ O)	5,1	5,1	4,9	4,8	4,8
pH (KCl)	4,3	4,5	4,6	4,5	4,4
Matéria orgânica (%)	12,5	5,38	3,10	1,00	0,71
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)					
Ca	0,10	0,06	0,08	0,08	0,06
Mg	0,12	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,16	0,04	0,03	0,06	0,06
Na	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
H + Al	3,02	1,60	1,14	1,20	1,37
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	3,43	1,80	1,31	1,40	1,55
Grau de saturação (%)	12	11	16	17	12
P assimilável (mg kg ⁻¹)	35	13	<13	26	28
K assimilável (mg kg ⁻¹)	84	42	30	16	14

(+) Fa - Franco arenoso;

ANEXO XI - A**Perfil nº 20**

Classificação do solo (FAO/UNESCO) - Leptossolo dístrico câmbico de xistos, fase antrópica

Localização - Suções, Mirandela

Região Natural - Tua

Topografia - área aplanada; relevo ondulado

Geologia e Litologia - Xistos (quartzo-feldspáticos) do Silúrico

Clima - Terra Quente com precipitação inferior a 600 mm

Descrição do Perfil

Ap 0-20 cm; pardo forte 7,5 YR 5/6 (h); pouco limoso, com bastante cascalho (20-25% de saibro e cascalho e pedra de origem xistenta e quartzo anguloso); anisoforme subangulosa média, fina e fraca; compacidade pequena; frequentes poros médios, muito friável, não aderente e não plástico; frequentes raízes finas e médias; transição ondulada e nítida.

CR 20-30 cm; rocha desagregada e misturada com solo.

Composição mineralógica da rocha subjacente - Quartzo - 50%; feldspato potássico - 20%; plagioclase - 14%; moscovite - 10%; biotite - 5%; outros - 1%

ANEXO XI - A

Perfil nº 20 - Caracterização físico-química

	Número da amostra	
	43158	43159
Profundidade (cm)	0 - 20	20 - 30
Elementos grosseiros % (v)	13,0	20,0
Areia grossa (%)	20,1	36,2
Areia fina (%)	38,9	36,2
Limo (%)	31,6	21,4
Argila (%)	9,4	6,2
Textura (+)	FI	Fa
% de humidade a pF 2,0	28,1	20,8
% de humidade a pF 2,7	25,1	18,7
% de humidade a pF 4,2	14,4	10,1
Densidade aparente	1,3	1,3
pH (H ₂ O)	5,2	3,8
pH (KCl)	5,0	3,5
Matéria orgânica (%)	1,32	0,36
Catiões de troca (cmolc kg ⁻¹)		
Ca	1,16	0,79
Mg	0,14	0,33
K	0,16	0,10
Na	0,03	0,03
H + Al	2,09	2,88
CTC efectiva (cmolc kg ⁻¹)	3,56	4,14
Grau de saturação (%)	41	30
P assimilável (mg kg ⁻¹)	50	18
K assimilável (mg kg ⁻¹)	100	60

(+) FI - Franco-limoso; Fa - Franco-arenoso