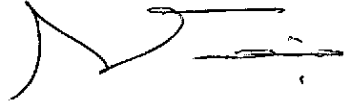
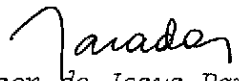


1. Publicação nº <i>INPE-3130-PRE/521</i>	2. Versão	3. Data <i>Maio, 1984</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DME/DAM</i>	Programa <i>RECAT</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>CAMADA LIMITE</i> <i>FUNÇÕES DE SIMILARIDADE A, B e C</i>			
7. C.D.U.: <i>551.551.2</i>			
8. Título <i>UM ESTUDO DAS FUNÇÕES DE SIMILARIDADE DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA. PARTE II: RESULTADOS</i>		10. Páginas: <i>37</i>	
		11. Última página: <i>35</i>	
9. Autoria <i>Júlio César Santos Chagas</i> <i>Y. Viswanadham</i>		12. Revisada por  <i>José Aparecido Torsani</i>	
Assinatura responsável <i>Y. Viswanadham</i>		13. Autorizada por  <i>Nelson de Jesus Parada</i> Diretor Geral	
14. Resumo/Notas  <i>Usaram-se dados micrometeorológicos obtidos sobre terre no de savana tropical (Experimento Koorin; 16°16'S, 133°23'E; Austrália) para avaliar as funções A, B e C da teoria da similaridade da camada limite planetária. Os cálculos utilizaram diferentes relações fluxo-perfil para a camada superficial e diversos valores característicos para vento e temperatura. A escala de altura usada foi a altura observada para a camada limite. O uso de médias verticais do vento geostrofico e da temperatura potencial resultou em menor espalhamento do que o uso de valores locais no topo da camada limite. Compararam-se os resultados obtidos com os anteriores. As curvas para A mostraram, em geral, valores mais altos que os anteriores. Para B, a concordância foi muito boa. Os resultados para C foram, em geral, mais altos que os demais.</i>			
15. Observações <i>Submetido à Revista Ciência E Cultura.</i>			

UM ESTUDO DAS FUNÇÕES DE SIMILARIDADE DA CAMADA  
LIMITE PLANETÁRIA. PARTE II: RESULTADOS

Júlio César Santos Chagas<sup>1</sup>

e

Y. Viswanadham<sup>2</sup>

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq  
Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE  
12.200 - São José dos Campos, SP, Brazil

RESUMO

Usaram-se dados micrometeorológicos obtidos sobre terreno de savana tropical (Experimento Koorin; 16°16'S, 133°23'E; Austrália) para avaliar as funções A, B e C da teoria da similaridade da camada limite planetária. Os cálculos utilizaram diferentes relações fluxo-perfil para a camada superficial e diversos valores característicos para vento e temperatura. A escala de altura usada foi a altura observada para a camada limite. O uso de médias verticais do vento geostrófico e da temperatura potencial resultou em menor espalhamento do que o uso de valores locais no topo da camada limite. Compararam-se os resultados obtidos com os resultados anteriores. As curvas para A mostraram, em geral, valores mais altos que os anteriores. Para B, a concordância foi muito boa. Os resultados para C foram, em geral, mais altos que os demais. Supõe-se que as prováveis causas das diferenças sejam a grande rugosidade do terreno, em Koorin, e as diferentes maneiras usadas pelos outros pesquisadores na determinação dos fluxos na superfície e na definição das variáveis externas. Os resultados encontrados e as comparações feitas permitem concluir que a teoria da similaridade é útil na descrição da camada limite e na sua parametrização, mas não tornam ainda possível uma determinação definitiva das funções.

---

<sup>1</sup>Bolsista, FAPESP, São Paulo.

<sup>2</sup>Pesquisador, INPE, São José dos Campos, SP.

## 1. Introdução

Recentemente, Clarke e Brook (1979) publicaram dados de um experimento levado a cabo no norte da Austrália, onde foram feitas medidas micrometeorológicas adequadas ao estudo da parametrização da CL. O parâmetro de Coriolis e a rugosidade da superfície desempenham papel importante na descrição da estrutura da CL e no estabelecimento das relações paramétricas. Quanto a esses dois parâmetros, o experimento Koorin (Clarke and Brook, 1979), em relação ao de Wangara (Clarke et alii, 1971), possui características interessantes: a localização numa região tropical e o terreno e a vegetação não-uniformes. Além disso, as características sinóticas predominantes são outras. Assim, é tarefa interessante e relevante estudar as funções de similaridade A, B e C a partir das formulações apresentadas na Parte I (Viswanadham e Chagas 1984) e dos dados da expedição Koorin (Clarke e Brook, 1979).

Os objetivos deste estudo são, portanto: 1) Avaliar as funções de similaridade A, B e C usando diferentes relações fluxo-perfil para a camada superficial e diversos valores característicos para vento, temperatura e altura da CL; 2) Concluir, a partir das avaliações feitas, sobre quais os valores característicos mais apropriados, usando como critério o espalhamento obtido nos pontos das funções; 3) Obter as funções de similaridade para a CL planetária e; 4) Comparar os resultados obtidos com os apresentados anteriormente por outros pesquisadores.

Assim, este trabalho é dividido em quatro seções. Na primeira, é feita uma descrição das principais etapas envolvidas na seleção dos dados e no cálculo de alguns parâmetros necessários. Na segunda, são apresentados os resultados das avaliações. Na terceira, são mostrados os resultados de outros investigadores e feitas comparações. Na última, são apresentadas as conclusões.

## 2. Dados e cálculo de alguns parâmetros

Em 1967, na Austrália, uma equipe de pesquisadores da Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) e do Commonwealth Bureau of Meteorology fez observações da camada limite atmosférica sobre um terreno plano uniforme, quase sem árvores, em latitudes médias. Essas observações resultaram num conjunto de dados, publicados por Clarke et alii (1971), conhecidos pelo nome de Wangara (nome aborígine para "vento do oeste"). Esses dados têm sido amplamente utilizados e serviram de base para vários estudos a respeito da CL. Entre outros trabalhos, podem ser citados: Clarke e Hess (1974), Deardorff (1974), Melgarejo e Deardorff (1974, 1975), Arya (1975), Arya e Wyngaard (1975), Yamada e Mellor (1975), Yamada (1976). Considerando o fato de que o parâmetro de Coriolis e a rugosidade da superfície têm papel relevante na determinação da estrutura da camada limite, organizou-se em 1974 uma outra expedição. Dessa vez as observações foram feitas em latitudes baixas, sobre terreno de savana com uma distribuição não-uniforme de vegetação. A expedição recebeu o nome de Koorin (nome aborígine para "vento de leste") e os resultados foram publicados por Clarke e Brook (1979). Comparando esse experimento com o anterior, dizem os autores: "Um objetivo, entretanto, que permaneceu similar, foi testar, sobre um terreno bem típico de regiões tropicais, a utilidade da formulação da Camada Limite (CL) que requer a determinação das funções universais A, B e C derivadas da similaridade do número de Rossby, ou, de qualquer outra maneira possível, contribuir para uma melhor descrição da CL".

Apresenta-se aqui uma descrição sumária do experimento. Informações pormenorizadas poderão ser encontradas na publicação já citada de Clarke e Brook (1979). O projeto foi montado em Daly, Waters, no Território Norte da Austrália ( $16^{\circ}16'S$ ,  $133^{\circ}23'E$ ), localizado bem ao norte da latitude normal do cinturão subtropical de alta pressão, quase no centro de um planalto de savana de cerca de 250 m de altitude. Num raio de aproximadamente 30 km, a vegetação é constituída principalmente de árvores de 5 a 10 m de altura, espalhadas de maneira não-uniforme, tendo entre elas o chão coberto por moitas de capim de

0,5 a 1 m de altura e trechos menores de solo descoberto ou coberto por capim queimado. O clima da região, de acordo com a classificação de Köpen, é semi-árido com inverno seco e chuvas predominantes no verão.

As observações estenderam-se por 29 dias, de 15 de julho a 13 de agosto de 1974, época de inverno, praticamente sem chuvas e com ventos à superfície soprando de sudeste quase constantemente. Dos perfis de temperatura fornecidos por radiossondagem até 3 km de altura são obtidos perfis de temperatura potencial. Esses últimos possibilitam chegar à escala de altura,  $h_\theta$ , da CL e à escala para a temperatura potencial. Uma escala para  $\theta$  é obtida fazendo a média vertical de acordo com a Equação 30 (Viswanadham e Chagas, 1984). Outra é a temperatura potencial na altura  $h$ , obtida diretamente dos perfis. Para o cálculo da média vertical é necessário o valor de  $z_0$ . Clarke e Brook (1979) forneceram os valores  $(0,4 \pm 0,2)\text{m}$  e  $(0,9 \pm 0,3)\text{m}$  para os locais dos mastros M1 e M2, respectivamente. Dentro das incertezas dessas estimativas, os trabalhos já publicados que usam esse mesmo conjunto de dados têm tomado, como é feito aqui, o valor  $z_0 = 0,5\text{m}$  (Garratt and Francey, 1978; Garratt, 1978a,b). Analogamente, usando os perfis de  $u$  e  $v$  até 3 km, são obtidos dois diferentes valores característicos para o vento. Um é a média vertical do vento geostrofico, e a maneira de chegar a ela a partir dos perfis de vento já foi descrita na Parte I Equações 29 até 37 (Viswanadham e Chagas, 1984). Outro, o vento local em  $z=h$  é obtido diretamente dos perfis. São ainda necessários os valores dos fluxos de momentum e calor para que se obtenha a escala de Monin-Obukhov e ainda outra escala para a altura da CL,  $u_* / f$ .

Os dados necessários para a avaliação de A, B e C através das Equações 23 a 25 (Viswanadham e Chagas, 1984), e diretamente fornecidos por Clarke e Brook (1979), são: perfis de temperatura e velocidade do vento, fluxos verticais e momentum e calor, direção do vento à superfície, temperaturas medidas em alguns níveis de um mastro. A partir desses dados podem-se obter outros valores necessários: como altura da camada limite, velocidade de fricção, escala de temperatura, escala de Monin-Obukhov. Assim, selecionaram-se séries de medidas em que constavam, simultaneamente: perfis de temperatura  $T$  e dos

componentes da velocidade do vento  $U$  e  $V$ ; valores medidos do fluxo vertical de momentum,  $\tau$ , e do fluxo vertical de calor,  $H$ , nos dois mastros  $M1$  e  $M2$ ; medidas da direção do vento,  $\alpha$ ; valores de  $T$  nos níveis 2 e 5 do mastro  $M1$  (alturas 15,65m e 48,65m, respectivamente). Qualquer série em que faltou um ou mais desses elementos não foi considerada. Além disso, rejeitaram-se algumas das séries selecionadas por apresentarem fluxos de momentum e/ou calor com valor zero, o que indicou condições neutras. Obtiveram-se então 85 séries de medidas para condições instáveis, sendo verificadas as condições de estabilidade pela escala de Monin-Obukhov.

Os dados selecionados estão transcritos nas oito primeiras colunas da Tabela 1. Outros valores necessários foram calculados e relacionados nas colunas de 9 a 11 desta tabela. A altura observada da camada limite foi obtida a partir dos perfis de temperatura potencial. Foram plotados perfis para os horários selecionados e  $h$  foi tomada como a altura da camada de inversão noturna quando esta era observada, ou a altura da camada de mistura nos demais casos. A Figura 1 (a,b), onde são mostrados perfis de  $\theta$  para alguns horários do 13º dia do experimento, exemplifica o procedimento adotado. Os valores de  $h$  então obtidos estão relacionados na décima-segunda coluna da Tabela 1. Outras observações sobre a construção da tabela de dados são oportunas, tais como: a) Os horários assinalados na terceira coluna correspondem aos horários de lançamento do balão e da radiossonda que, por vezes, diferem em alguns minutos do horário das medições dos mastros; b) Os valores de  $\tau$  são médias aritméticas dos valores assinalados para  $M1$  e  $M2$ . Nos primeiros dias (até o 7º dia, para  $M1$ , e até o 6º dia, para  $M2$ ) os horários para os quais  $\tau$  era fornecido correspondiam aos horários das outras medidas e foram, então, tomados diretamente. Nos outros dias, os valores fornecidos correspondiam a 15 minutos antes e 15 minutos depois dos horários das outras medidas. Nesse caso, o valor tomado para cada mastro foi a média aritmética entre esses dois valores. São foram tomados valores diretos, nesses dias, quando o horário de lançamento do balão estava mais próximo de um desses dois do que da hora central;

c) Os valores de H foram obtidos procedendo de maneira análoga à descrita para  $\tau$ ; d) A temperatura potencial tabelada na sexta coluna ( $\theta_2$ ) foi usada no parâmetro de flutuabilidade ( $g/\theta$ ) para o cálculo de L e obtida da temperatura do nível 2 de M1. Este é o nível mais próximo da quele onde foram montados os sensores para medidas de fluxos; e) A temperatura potencial tabelada na sétima coluna ( $\theta_5$ ) foi usada para a extrapolação do perfil de  $\theta$  até  $z_0$  e para a obtenção de  $\theta_0$ ; f) O ângulo  $\alpha$  é a direção do vento à superfície; g) Os parâmetros  $u_*$  (velocidade de fricção),  $T_*$  (escala de temperatura) e L (escala de Monin-Obukhov) foram calculados através das Equações 10 (Viswanadham e Chagas, 1984); e h) O N relacionado na décima-terceira coluna é o número de níveis, dentro da CL, para os quais se têm medidas de U, V e  $\theta$ .

Os trabalhos iniciais que desenvolveram a teoria da similaridade (Kazanski and Monin, 1960; Zilitinkevich et alii, 1967), referenciados por Arya (1975), consideram os campos adimensionais que descrevem a CL como funções universais de uma altura adimensional,  $\xi$ , e de um parâmetro de estratificação,  $\mu$ , sendo  $\xi = |f|z/u_*$  e  $\mu = ku_*/|f|L$ . Esta escolha baseia-se na hipótese de que, sob todas as condições de estabilidade, a altura da CL é proporcional a  $u_*/|f|$ . Porém, estudos numéricos posteriores sugerem que, sob condições instáveis, a altura da CL é fixada apenas pela base da inversão mais baixa e  $u_*/|f|$  não é uma escala de altura relevante (Deardorff, 1972). Usando os dados de "Great Plains" (Lettau and Davidson, 1957) e "Wangara" (Clarke et alii, 1971), Arya assinalou que, plotando  $u_*/|f|$  versus  $z_i$  (altura da base da inversão), não se verifica correlação significativa entre as duas alturas. Isso foi confirmado por Brost et alii (1982).

Para verificar se o mesmo acontecia com os dados de Koorin, construiu-se um gráfico de  $h_\theta$  versus  $u_*/|f|$ , que é mostrado na Figura 2. Nesta, constatou-se uma correlação muito baixa entre as duas escalas. Essa baixa correlação pode ser explicada, de acordo com Arya (1975), por que os processos físicos que determinam as duas escalas são inteiramente diferentes. A escala de altura  $u_*/|f|$  depende da intensidade do escoamento e dos processos de mistura na camada superficial. A altura observada da CL,  $h_\theta$ , e sua variação no decorrer do dia dependem

de diversos fatores, principalmente do ciclo de aquecimento diário, da velocidade vertical em grande escala, da advecção de calor em grande escala, do gradiente de temperatura potencial e do resfriamento radiativo na camada estável. Os modelos numéricos da CL desenvolvidos até agora não incluem todos esses fatores. O desenvolvimento de modelos mais refinados, que incluem alguns parâmetros, e a comparação dos resultados desse desenvolvimento com os de dados experimentais oferecem um vasto campo a futuras pesquisas.

Em virtude da baixa correlação verificada na Figura 2, a escala  $u_* / |f|$  foi descartada como valor característico para a altura da CL nas avaliações das funções de similaridade.

### 3. Avaliação das funções de similaridade

Os dados relacionados na Tabela 1, juntamente com os perfis de U, V e T para os horários considerados, foram usados para avaliar as funções de similaridade A, B e C através das Equações 23 a 25, 36 e 37 (Viswanadham e Chagas, 1984). Tal avaliação requer a adoção de relações fluxo-perfil para a camada superficial ao estimar a temperatura à superfície. Para efeito de comparação, usaram-se as relações apresentadas por Businger et alii (1971) e as de Dyer (1974), revisão das que foram selecionadas por Dyer e Hicks (1970). A escolha dessas relações foi baseada nos resultados de Viswanadham (1982) que comparou vários modelos empíricos e dados experimentais de diversas fontes, concluindo sobre quais relações são mais realísticas. Foram utilizados dois valores característicos para adimensionalizar o vento: a média vertical do vento geostrófico e o valor do vento medido no topo da CL. Analogamente, foram utilizados dois valores característicos para a temperatura potencial, a média vertical e o valor local no topo da CL. Assim, cada função foi calculada para quatro casos diferentes: 1) Formulação de Dyer (1974), sendo valores característicos a média vertical do vento geostrófico e a média vertical da temperatura potencial; 2) Formulação de Dyer (1974), sendo valores característicos o vento e a temperatura potencial medidos no topo da CL; 3) Formulação de Businger et alii (1971), sendo valores característicos a média vertical do



vento geostrofico e a média vertical da temperatura potencial; e 4) Formulação de Businger et alii (1971, sendo valores característicos o vento e a temperatura potencial medidos no topo da CL.

Os pontos obtidos para A, B e C como função de  $\zeta$  ( $=h_0/L$ ) são apresentados nas Figuras 3 a 7. Esses gráficos constituem uma contribuição ao estudo da universalidade das funções de similaridade por que podem ser comparados com resultados de outros estudos.

Porém, antes dessa comparação, convém selecionar os melhores resultados dentre os quatro casos, sendo o critério de seleção o espalhamento obtido. Para tal, foram ajustadas retas aos pontos obtidos, conforme o procedimento de Billard et alii (1981), e calculados o coeficiente de correlação linear e o desvio padrão para cada ajuste. As retas ajustadas para condições instáveis estão traçadas nas Figuras 3 a 7 e correspondem às seguintes equações:

Caso 1:

$$A(\zeta) = 8,51 + 0,042 \zeta; \quad r=0,36; \quad s=2,13 \quad (1)$$

$$B(\zeta) = 5,88 + 0,140 \zeta; \quad r=0,60; \quad s=3,68 \quad (2)$$

$$C(\zeta) = 12,64 + 0,051 \zeta; \quad r=0,44; \quad s=2,02 \quad (3)$$

Caso 2:

$$A(\zeta) = 8,02 + 0,017 \zeta; \quad r=0,14; \quad s=2,40 \quad (4)$$

$$C(\zeta) = 9,70 + 0,014 \zeta; \quad r=0,10; \quad s=2,77 \quad (5)$$

Caso 3:

$$A(\zeta) = 8,14 + 0,029 \zeta; \quad r=0,26; \quad s=1,90 \quad (6)$$

$$B(\zeta) = 4,74 + 0,126 \zeta; \quad r=0,57; \quad s=3,20 \quad (7)$$

$$C(\zeta) = 12,81 + 0,056 \zeta; \quad r=0,40; \quad s=2,31 \quad (8)$$

Caso 4:

$$A(\zeta) = 7,80 + 0,009 \zeta; \quad r=0,07; \quad s=2,10 \quad (9)$$

$$C(\zeta) = 9,52 + 0,011 \zeta; \quad r=0,06; \quad s=3,14 \quad (10)$$

Os números dos casos aqui referidos são os mesmos definidos anteriormente. Os valores  $r$  e  $s$  são, respectivamente, o coeficiente de correlação linear e o desvio padrão. O valor do desvio padrão representa o espalhamento dos pontos e serve como chave para aplicar o critério de seleção aos melhores resultados.

Quanto às relações fluxo-perfil usadas, observaram-se diferenças não muito grandes. Para as funções  $A(z)$  e  $B(z)$ , os pontos obtidos quando se utilizou a formulação de Businger et alii (1971) apresentaram menor espalhamento do que o dos pontos obtidos com a formulação de Dyer (1974). Para a função  $C(z)$  observou-se o contrário.

Diferenças maiores no espalhamento verificaram-se quando foram usados diferentes valores característicos para o vento e para a temperatura. Quanto a esse aspecto pôde-se concluir, como fez Yamada (1976) usando os dados de Wangara, que o uso de médias verticais de  $\bar{V}_g$  e  $\theta$  como valores característicos, ao invés de valores locais na altura  $h_\theta$ , levou a espalhamento bem menores (Figuras 4(a), 5(b) e 6(a)).

Concluindo, os melhores resultados obtidos foram: funções  $A(z)$  e  $B(z)$  avaliadas com o uso das relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) para a camada superficial e tomando como valores característicos as médias verticais de  $\bar{V}_g$  e  $\theta$ ; função  $C(z)$  avaliada usando as relações fluxo-perfil de Dyer (1974), sendo valores característicos as médias verticais de  $\bar{V}_g$  e  $\theta$ . Considerando que, para condições estáveis, o espalhamento foi muito grande e o número de pontos muito pequeno para que se observasse claramente alguma tendência das funções, não foram feitos ajustes de curvas aos pontos obtidos nessas condições.

#### 4. Comparação com outros resultados

Os resultados apresentados na Tabela 1 e nas Figuras 3 a 7 foram sumariados nas Equações 1 a 10, de uma forma aplicável à parametrização em modelos de grande escala. Para tal aplicação basta que se avaliem os coeficientes de arrasto e transferência de calor e o ângulo entre o vento e a superfície e o vetor característico para o vento usando as Equações 26 a 28 (Viswanadham e Chagas, 1984). Porém, o estudo todo foi baseado em uma hipótese de similaridade, então é interessante que seus resultados sejam comparados com outros. Para essa comparação são utilizados os resultados de Melgarejo e Deardorff (1974), Arya (1975), Yamada (1976) e Billard et alii (1981). Observações relevantes sobre cada um desses trabalhos são apresentadas a seguir.

Melgarejo e Deardorff (1974) avaliaram as funções A, B e C usando os dados do experimento Wangara. Convém lembrar que esses dados foram obtidos sobre terreno plano, quase sem árvores, sendo a vegetação predominante constituída de grama muito esparsa (de altura não maior que 2-3 cm) e manchas ocasionais de arbustos baixos (25-40 cm de altura). A escala de altura foi obtida a partir de perfis de temperatura potencial. Os valores característicos para o vento e a temperatura foram os medidos na altura  $h_{\theta}$ . Considerando o grande espalhamento, as curvas para as funções foram simplesmente ajustadas a mão livre. Para efeito de comparação, essas curvas estão traçadas nas Figuras 3 a 7.

Arya (1975) também usou os dados de Wangara, além dos dados de Great Plains (Lettau and Davidson, 1957). As funções de similaridade foram avaliadas usando duas formulações diferentes. Uma, para todas as condições de estabilidade, considerou o parâmetro de estabilidade  $\mu$  ( $=ku_* / |f|L$ ). Outra, que só foi usada para condições instáveis, considerou o parâmetro  $\mu_i$  ( $=z_i/L$ ), que vem a ser o mesmo  $z$  deste trabalho. Porém, pelo fato de os dados empíricos de  $A_i(\mu_i)$ ,  $B_i(\mu_i)$  e  $C_i(\mu_i)$  terem sido muito espalhados para permitir uma estimativa confiável dessas funções, só foram ajustadas as curvas aos pontos de  $A(\mu)$ ,  $B(\mu)$  e  $C(\mu)$  obtidos dos dados de Wangara, que são dadas pelas Equações:

$$A(\zeta) = 1,01 - 0,105\mu - 0,00099\mu^2 + 0,00000081\mu^3, \quad (11)$$

$$B(\zeta) = 5,14 + 0,142\mu + 0,0117\mu^2 - 0,0000033\mu^3, \quad (12)$$

$$C(\zeta) = -2,95 - 0,0346\mu - 0,0018\mu^2 + 0,0000211\mu^3, \quad (13)$$

para  $\mu > -50$ , considerando valores constantes para  $\mu < -50$ :  $A=3,69$ ,  $B=1,38$  e  $C=7,01$ . Essas curvas foram também traçadas nas Figuras 3 a 7.

Para as avaliações das funções de similaridade, Yamada (1976) utilizou dados do experimento Wangara. Usou diferentes valores característicos para vento, temperatura e altura e concluiu que os melhores resultados foram encontrados quando se usaram a altura  $h$  obtida dos perfis de  $\theta$  e as médias verticais do vento geostrofico e da temperatura potencial. As curvas ajustadas aos pontos obtidos foram traçadas nas Figuras 3 a 7 e são representadas pelas equações:

$$A = 10,0 - 8,145 (1,0 - 0,00837 h/L)^{-1/3}, \quad (14)$$

$$B = 3,020 (1,0 - 3,290 h/L)^{-1/3} e \quad (15)$$

$$C = 12,0 - 8,335 (1,0 - 0,03106 h/L)^{-1/3}. \quad (16)$$

Billard et alii (1981) sô fizeram avaliações de A e B. Os dados utilizados tiveram origem num experimento realizado sobre um campo de trigo em que a cultura estava com cerca de 1m de altura. O terreno, conforme palavras dos autores, era constituído por "superfícies mais diversificadas que os terrenos uniformes previamente considerados, embora ainda razoavelmente uniformes, como os que prevalecem na Europa Ocidental". Foram feitos cálculos com base em dois parâmetros de estabilidade diferentes, como fez Arya (1975);  $\mu_e = ku_* / |f|L$  e  $\mu_h = h/L$ . Aos pontos obtidos para  $A(\mu_e)$  e  $B(\mu_e)$  foram ajustadas retas, representadas pelas equações:

$$A(\mu_e) = 0,0031 \mu_e + 6,5 e \quad (17)$$

$$B(\mu_e) = 0,0197 \mu_e + 1,85, \quad (18)$$

traçadas nas Figuras 3 a 5. (Note-se que, no trabalho original, as notações de A e B estão trocadas).

As linhas mostradas nas Figuras 3 a 7 servem para comparar os resultados deste estudo com os relacionados acima. Pode-se observar que o comportamento das funções é análogo. Para a função A, as curvas obtidas estão bem próximas das obtidas por Billard et alii (1981) e assinalam valores mais altos que os obtidos pelos outros autores. Os resultados para a função C mostram a mesma tendência de atribuir valores mais altos que os escolhidos para comparação. Quanto à função B, as curvas obtidas estão bem próximas das obtidas pelos outros autores. É interessante ressaltar que, se na Equação 12, que é a expressão de  $B(\mu)$  obtida por Arya (1975), forem desprezados os termos em  $\mu^2$  e  $\mu^3$ , ela se torna aproximadamente igual à Equação 2, expressão para  $B(\zeta)$  deste trabalho, sendo diferente apenas quanto ao parâmetro de estabilidade,  $\mu$  ou  $\zeta$ . Assim, a par de diferenças em relação a resultados anteriores, foram encontradas semelhanças notáveis.

Na tentativa de entender o motivo das diferenças encontradas, é necessário que se tenha em mente os seguintes pontos: das quatro curvas traçadas para a função A (Figuras 3 a 4) apenas duas foram obtidas da formulação baseada no parâmetro de estratificação  $\zeta = h_0/L$ , a de Melgarejo e Deardorff (1974) e a de Yamada (1976). E, dessas duas, apenas a última resultou de cálculos onde os valores característicos para o vento e a temperatura foram médias verticais. Portanto, no que diz respeito à formulação utilizada, os resultados de Yamada (1976) são os mais apropriados para a comparação. Há, porém, outro ponto a ser lembrado. São as condições do terreno sobre o qual se obtiveram os dados. Embora Yamada tenha usado a mesma formulação deste trabalho, usou também os dados de Wangara, brevemente descritos acima. Assim, as diferenças nas condições em que se realizaram os dois experimentos, sobretudo quanto à vegetação predominante, são as prováveis causas das diferenças nos resultados obtidos. Ainda mais, os valores de fluxo em Wangara não foram medidos, mas calculados a partir de relações fluxo-perfil para a camada superficial.

Quanto ao uso de valores de fluxos calculados e não medidos, é interessante lembrar os resultados de Brook e Allen (1979) que, para um mesmo conjunto de dados, calcularam a tensão de cisalhamento à superfície de duas maneiras diferentes. Os valores da velocidade de fricção derivados de análise de trajetórias de balão ( $u_{*PBL}$ ) excederam aqueles derivados de relações fluxo-perfil junto à superfície ( $u_{*SFC}$ ). Numa faixa de valores de  $u_{*SFC}$  que variam de 0 a 1,0 m/s, a equação de regressão linear entre os dois valores foi:

$$u_{*PBL} = 0,509 + 0,278 u_{*SFC},$$

mostrando estar bem longe de  $u_{*PBL} \approx u_{*SFC}$ . Com vistas nesse resultado, é de se supor que seriam encontradas diferenças entre  $u_{*SFC}$  e  $u_{*}$  medido, para os dados de Wangara, caso fossem disponíveis medidas de fluxos. E o uso de  $u_{*SFC}$  por Yamada certamente contribuiu para aumentar as diferenças com os resultados deste estudo, baseados em  $u_{*}$  medido.

Além disso, é bom observar que, dos resultados usados para comparação, apenas os de Billard et alii (1981) foram obtidos sobre terreno rugoso, embora de rugosidade menor que o de Koorin. Pôde-se observar que esses resultados, para a função A, foram os que mais se aproximaram dos resultados deste estudo, levando outra vez à suposição de que a rugosidade da superfície é fator importante para explicar as diferenças observadas.

Observações semelhantes podem ser feitas quanto às avaliações da função C. Neste caso, deve-se ainda lembrar que os cálculos dependem diretamente do uso de relações fluxo-perfil para a camada superficial. As relações utilizadas foram estudadas e obtidas com o uso de dados provenientes de medidas feitas sobre superfícies planas e de rugosidade bem pequena, e baseiam-se na hipótese de que os perfis são logarítmicos. Garratt (1978a) estudou as relações fluxo-perfil usando medidas do mastro M1 de Koorin e concluiu que a menor altura de validade do perfil logarítmico para transferência de momentum é da ordem de 4,5 h, onde h é a altura dos principais elementos de rugosidade, e, para transferência de calor, da ordem de 3 h. Aqui, esses resultados não foram

levados em conta, donde se conclui que as relações usadas são inadequadas e supõe-se, então, que seu uso tenha também contribuído para as diferenças dos resultados.

Brook e Allen (1979) também fizeram avaliações das funções de similaridade e alguns de seus resultados são interessantes para comparações. Os dados utilizados provieram do experimento LSSE ("Laverton Serial Sounding Experiment") realizado em Laverton, Austrália, em 1968. O terreno era principalmente coberto de capim de altura variável chegando a cerca de 0,6m, de distribuição não-uniforme. Além disso, linhas de árvores até 10m de altura, ao longo de estradas e córregos, e construções rurais contribuíam para a rugosidade da superfície. O parâmetro de rugosidade foi estimado em 0,1m. Os resultados das avaliações foram apresentados em alguns poucos pontos discretos que representavam, cada um, 19 ou 20 observações. Alguns dos resultados para a função  $C(\mu)$  foram plotados nas Figuras 6 e 7. Pode-se observar que a tendência de  $C(\mu)$  no lado instável é análoga à encontrada para  $C(\mu)$  neste estudo, ao passo que os resultados de Melgarejo e Deardorff, Arya e Yamada mostram tendências diferentes quando  $\zeta$  se aproxima de condições neutras.

A aplicação da hipótese de similaridade aos estudos da parametrização da CL levou às funções de similaridade A, B e C. Assim, a confirmação da universalidade dessas funções é uma confirmação da hipótese de similaridade. A melhor maneira de confirmar essa universalidade é avaliar as funções usando dados provenientes de diversas regiões e comparar os diversos resultados. Tais avaliações, além de servirem a esse propósito de confirmar ou não a universalidade, são imediatamente úteis para modelagem numérica em grande escala.

Portanto, a principal contribuição deste trabalho consiste em tornar disponível mais um conjunto de avaliações das funções de similaridade. Além disso, relaciona resultados anteriores e faz comparações, o que constitui outra contribuição. Seria interessante que os resultados deste estudo fossem comparados com os das avaliações feitas a partir de dados obtidos sobre outras superfícies de grande rugosidade e desuniformidade. Porém, mesmo na falta de avaliações prévias desse tipo, as comparações feitas não permitiram que a teoria da universalidade das funções A, B e C fosse refutada. Os resultados, pelo contrário, mostram que essa teoria semi-empírica é ferramenta útil para a descrição da CL e seu subsequente tratamento em modelos numéricos, muito embora não tornem possível uma determinação definitiva das funções.

Os resultados obtidos e as comparações feitas permitiram que viesse à tona algumas considerações oportunas. A primeira delas diz respeito à escolha dos valores característicos. O critério aqui utilizado para selecionar os valores característicos apropriados foi o espalhamento obtido na avaliação das funções. Esse foi o mesmo critério de Yamada (1976) que é um critério conveniente quando se trata de ajustar curvas aos pontos obtidos. Porém, para fins de comparação com outros resultados, um critério mais interessante seria a uniformidade das formulações e dos valores característicos. A propósito disto, é bom lembrar que as primeiras avaliações das funções de similaridade feitas por Monin e Zilitinkevich (1967) e Zilitinkevich e Chalikov (1968) diferiam grandemente das de Clarke (1970), o que, a princípio, foi atribuído à origem diferente dos dados, uma vez que os primeiros usaram os dados de Great Plains e o último os de Wangara. Porém, Arya (1975) reanalisou os mesmos conjuntos de dados, desta vez usando a mesma formulação e os mesmos valores característicos e as diferenças tornaram-se consideravelmente menores. Outro critério conveniente para escolher valores característicos surge quando se avaliam as funções tendo em vista a sua aplicação num modelo específico. Neste caso, é mais apropriado escolher valores característicos que possam ser obtidos do modelo diretamente. Esse último critério, entretanto, foge dos limites deste trabalho.



Os trabalhos a que este foi comparado, excetuando-se o de Brook e Allen (1979), usaram critérios bastante restritivos para selecionar os dados. Estes critérios rejeitaram dados que foram obtidos em condições que se afastavam muito das hipóteses da formulação adotada como, por exemplo, homogeneidade horizontal e condições estacionárias. Eles não foram adotados neste trabalho porque trariam ainda maior redução ao número de pontos obtidos. Esta não-adoção de critérios mais restritivos provavelmente contribuiu para aumentar o espalhamento e as diferenças com relação a outros resultados.

## 5. Conclusões

Esta seção constitui um sumário do que ficou exposto nas seções anteriores. O objetivo de tal sumário é ressaltar as principais contribuições do trabalho e sugerir caminhos para prosseguimento e melhoria da pesquisa. Assim, são apresentados inicialmente os principais resultados obtidos; em seguida, mencionadas as conclusões a que se pôde chegar depois de comparados esses resultados com os anteriores; e, finalmente, feitas sugestões.

Foram selecionadas diversas séries de dados do experimento Koorin e calculados alguns parâmetros para os horários de cada série. Os dados selecionados e os resultados desses cálculos foram tabulados de maneira a permitir sua utilização em outros trabalhos. Foram avaliadas as funções de similaridade  $A(\zeta)$ ,  $B(\zeta)$  e  $C(\zeta)$  da camada limite planetária usando diferentes relações fluxo-perfil para a camada superficial e diferentes valores característicos para vento e temperatura. Os resultados obtidos e comparações com outros resultados permitiram que se tirassem as seguintes conclusões:

- A escala de altura utilizada foi  $h_\theta$ , obtida de perfis de temperatura potencial. A escala de altura  $u_* / |f|$  não foi utilizada porque foi constatada uma correlação muito baixa entre esta e aquela.

- As avaliações de  $A(\zeta)$  e  $B(\zeta)$ , para condições instáveis, baseadas nas relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971), e tendo a média vertical do vento geostrófico e da temperatura potencial como valores característicos, foram as que apresentaram menor espalhamento.
- Quanto à função  $C(\zeta)$ , também para condições instáveis, o menor espalhamento foi obtido quando se utilizaram a formulação de Dyer (1974) e médias verticais do vento geostrófico e da temperatura potencial.
- Os resultados obtidos tendo por base as relações fluxo-perfil citadas confirmaram as conclusões de Viswanadham (1982) quanto às relações mais realísticas.
- As curvas ajustadas aos pontos obtidos para  $A(\zeta)$  foram próximas das obtidas por Billard et alii (1981) e mostraram valores mais altos que os dos resultados de Melgarejo e Deardorff (1974), Arya (1975) e Yamada (1976).
- As curvas para  $B(\zeta)$  apresentaram valores bem próximos aos dos resultados dos quatro trabalhos usados para comparação. Em especial, a aproximação linear do resultado de Arya (1975) para  $B(\zeta)$  é quase a mesma da equação obtida para  $B(\zeta)$  baseada na formulação de Dyer (1974), com médias verticais do vento geostrófico e temperatura potencial como valores característicos.
- As curvas para  $C(\mu)$  mostraram valores maiores que os dos resultados de Melgarejo e Deardorff (1974), Arya (1975) e Yamada (1976). Por outro lado, essas curvas apresentaram valores concordantes com os resultados de Brook e Allen (1979), especialmente no que se refere às aproximações de condições neutras.

- As dificuldades encontradas ao serem feitas as comparações, especialmente no que diz respeito à uniformidade das formulações e à obtenção dos valores de fluxos, levam à conclusão que os dados até agora disponíveis e os estudos até agora feitos não permitem uma determinação definitiva e confiável das funções de similaridade, nem alguma palavra conclusiva sobre sua universalidade. Para que se caminhe em direção a isto, são necessários dados mais refinados, coletados sobre regiões de coberturas vegetais diversas e diferentes condições climáticas.

Levando em conta o que ficou dito acima, sugere-se o desenvolvimento de modelos numéricos da camada limite que incluam os seguintes fatores: ciclo de aquecimento diário, que é o principal responsável pelo valor e pela variação da altura da camada; velocidade vertical em grande escala; resfriamento radiativo na camada estável. Sugere-se ainda a realização de experimentos adequados aos estudos da camada limite e sua parametrização, análogos aos mencionados na Seção 2.

## Agradecimentos

Os autores expressam seus agradecimentos às autoridades do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) por possibilitarem a realização deste trabalho, parte da dissertação de mestrado em Meteorologia apresentada por um dos autores (Chagas) neste Instituto. Agradecem, também, ao Sr. José Aparecido Torsani a revisão do manuscrito, aos membros da secção de Desenho do INPE a preparação das figuras e a Sueli Rosa Ferreira a datilografia. Um dos autores (Chagas) agradece à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) a bolsa concedida no decorrer desta pesquisa. Este trabalho foi parcialmente patrocinado pela Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), sob contrato B-54-81-042-00-00.

## Referências

1. Arya, S.P.S., 1975. Geostrophic drag and heat transfer relations for the atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101:147-161.
2. Arya, S.P.S. e Wyngaard, J.C. 1975. Effect of baroclinicity on wind-profiles and the geotrophic drag law for the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 32:767-778.
3. Billard, C., André, J.C. e Du Vachat, R., 1981. On the similarity functions A and B as determined from the 'VOVES' experiment. *Bound.-Layer Meteorology*, 21:485-597.
4. Brook, R.R. e Allen, G., 1979. Analysis of boundary layer data from the Laverton Serial Sounding Experiment. *Aust. Meteor. Mag.*, 27:23-42.
5. Brost, R.A.; Lenschow, D.H. e Wyngaard, J.C., 1982. Marine strato-cumulus layers. Part I: Mean conditions. *J. Atmos. Sci.*, 39:800-817.
6. Businger, J.A., Wyngaard, J.C.; Izumi, Y. e Bradley, E.F. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28:181-198.
7. Clarke, R.H., 1970. Observational studies in the atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96:91-114.
8. Clarke, R.H.; e Brook, R.R., 1979. *The Koorin Expedition: atmospheric boundary layer data over tropical savannah land*. Australian Government Publishing Service, Canberra, Australia.
9. Clarke, R.H. e Hess, G.D., 1974. Geostrophic departure and the functions A and B of Rossby-number similarity theory. *Bound.-Layer Meteorology*, 7:267-287.
10. Clarke, R.H.; Dyer, A.J.; Brook, R.R.; Reid, D.G. e Troup, A.J., 1971. *The Wangara Experiment: boundary layer data*. CSIRO, Melbourne, Austrália.
11. Deardorff, J.W., 1972. Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 100:93-106.

12. Deardorff, J.W., 1974. Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteorology*, 7:81-106.
13. Dyer, A.J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Bound.-Layer Meteorology*, 7:363-372.
14. Dyer, A.J. e Hicks, B.B., 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96:715-721.
15. Garratt, J.R., 1978a. Flux-profile relations above tall vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104:199-211.
16. Garratt, J.R., 1978b. Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104:491-502.
17. Garratt, J.R. e Francey, R.J., 1978. Bulk characteristics of heat transfer in the unstable, baroclinic atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteorology*, 15:399-421.
18. Kazanski, A.B. e Monin, A.S., 1960. A turbulent regime above the surface atmospheric layer. *Izvestiya, AN SSSR, Serv. Geofiz.*, 1:110-112.
19. Lettau, H.H. e Davidson, B., 1957. *Exploring the atmosphere's first mile -2v.* New York, Pergamon, 1957.
20. Melgarejo, J.W. e Deardorff, J.W., 1974. Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights. *J. Atmos. Sci.*, 31:1324-1333.
21. Melgarejo, J.W. e Deardorff, J.W., 1975. Revision to "Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights". *J. Atmos. Sci.*, 32:837-839.
22. Monin, A.S. e Zilitinkevich, S.S., 1967. Planetary boundary layer and large-scale atmospheric dynamics. In: ICSU/IUGG; COSPAR; WMO. *The GARP 1967: Report of the study conference on the Global Atmospheric Research Programme.* Appendix V, 37 pp.
23. Viswanadham, Y., 1982. Examination of the empirical flux-profile models in the atmospheric surface boundary layer. *Bound.-Layer Meteorology*, 22:61-77.

24. Viswanadham, Y. e Chagas, J.C.S., 1984. Um estudo das funções de similaridade da camada limite planetária. Parte I: Teoria. (Submetido para publicação à Revista Ciência e Cultura).
25. Yamada, T., 1976. On the similarity functions A, B and C of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 33:781-793.
26. Yamada, T. e Mellor, G.L., 1975. A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, 32:2309-2329.
27. Zilitinkevich, S.S. e Chalikov, D.V., 1968. The laws of the resistance and of the heat and moisture exchange in the interaction between the atmosphere and an underlying surface. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 4:438-441.
28. Zilitinkevich, S.S.; Laikhtman, D.L.; e Monin, A.S., 1967. Dynamics of the atmospheric boundary layer. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 3:297-333.

TABELA 1 - PARÂMETROS SELECIONADOS E CALCULADOS DO EXPERIMENTO KOORIN PARA CONDIÇÕES INSTÂVEIS

Nº	DIA	HORA (LOCAL)	$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )	H (W/m <sup>2</sup> )	$\theta_{2-273}$ (K)	$\theta_{5-273}$ (K)	$\alpha$ (grau)	$u_*$ (m/s)	$T^*$ (°C)	L (m)	h (m)	N
01	02	15:00	0,305	218	28,6	29,3	40	0,498	-0,357	-61,0	1400	24
02	03	9:00	0,043	98	20,8	21,1	62	0,187	-0,428	-7,00	450	9
03	04	9:02	0,005	75	22,2	21,5	29	0,064	-0,960	-0,36	650	12
04	04	11:59	0,010	224	28,3	28,4	151	0,090	-2,028	-0,35	800	16
05	05	14:59	0,018	194	30,6	30,8	127	0,121	-1,309	-0,99	1800	28
06	05	12:00	0,470	242	29,2	29,2	128	0,618	-0,320	-105,4	950	19
07	06	15:00	0,259	159	31,4	31,6	139	0,490	-0,265	-80,3	1800	28
08	06	9:00	0,088	101	21,4	21,6	129	0,267	-0,308	-19,9	800	16
09	06	12:00	0,373	237	28,5	28,5	86	0,551	-0,351	-75,9	900	18
10	07	15:00	0,360	199	30,9	30,9	95	0,541	-0,300	-86,4	1800	28
11	07	9:00	0,469	99	21,8	21,9	125	0,617	-0,131	-250,4	500	10
12	07	12:00	0,795	249	27,7	27,6	108	0,804	-0,253	-224,1	1200	22
13	08	15:00	0,385	230	29,8	29,9	108	0,559	-0,336	-82,3	1900	29
14	08	8:58	0,398	117	20,7	20,8	108	0,569	-0,168	-165,0	350	7
15	08	10:00	0,440	178	23,3	23,4	114	0,598	-0,243	-127,2	400	8
16	08	11:00	0,433	245	25,4	25,5	102	0,593	-0,337	-90,9	300	6

(continua)



Tabela 1 - Continuação

Nº	DIA	HORA (LOCAL)	$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )	H (W/m)	$\theta_{2-273}$ (K)	$\theta_{5-273}$ (K)	$\alpha$ (grau)	$u^*$ (m/s)	$T^*$ (°C)	L (m)	h (m)	N
17	08	11:58	0,286	200	27,1	27,2	128	0,482	-0,339	-60,1	850	17
18		15:05	0,170	237	29,2	29,4	144	0,372	-0,520	-23,4	1700	27
19	09	10:00	0,325	177	24,0	24,1	136	0,514	-0,281	-81,4	400	8
20		11:00	0,443	224	26,5	26,6	116	0,600	-0,305	-103,2	800	16
21		12:02	0,439	297	27,8	27,8	100	0,597	-0,406	-77,1	950	19
22		16:11	0,298	115	30,6	30,8	132	0,492	-0,191	-112,4	1800	28
23	10	9:00	0,378	135	22,2	22,4	132	0,554	-0,199	-113,1	350	7
24		15:17	0,358	243	30,7	30,7	95	0,559	-0,355	-78,2	1900	29
25	11	12:00	0,376	233	28,6	28,7	68	0,553	-0,344	-78,1	1100	21
26	12	8:56	0,329	112	24,2	24,3	90	0,517	-0,177	-131,1	450	9
27		12:05	0,601	284	28,3	28,2	82	0,699	-0,332	-129,4	1400	24
28		14:59	0,396	222	30,6	30,5	73	0,567	-0,319	-89,2	1900	29
29	13	12:10	0,538	234	30,2	30,1	94	0,661	-0,289	-133,9	1600	26
30		15:02	0,540	217	31,7	31,7	90	0,663	-0,267	-145,9	2100	31
31	14	12:00	0,508	330	29,3	29,2	102	0,643	0,419	-86,8	900	18
32		16:16	0,453	123	31,5	31,6	82	0,607	-0,165	-197,6	1900	29
33	15	9:00	0,033	116	22,8	23,1	66	0,164	-0,578	-4,00	900	18
34		15:02	0,255	112	31,3	31,3	56	0,455	-0,201	-91,6	2000	30

(continua)

Tabela 1 - Continuação

Nº	DIA	(LOCAL)	$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )	H (W/m <sup>2</sup> )	$\theta_{2-273}$ (K)	$\theta_{5-273}$ (K)	$\alpha$ (grau)	$u^*$ (m/s)	$T^*$ (°C)	L (m)	$h$ (m)	N
35	16	9:01	0,051	105	23,5	23,8	36	0,204	-0,421	-8,52	200	4
36		12:03	0,124	225	29,7	29,8	64	0,318	-0,578	-15,4	1200	22
37	17	12:00	0,189	238	27,9	27,9	10	0,392	-0,496	-27,2	800	16
38	18	12:00	0,176	252	26,8	26,8	38	0,378	-0,544	-23,0	600	12
39		14:55	0,031	222	29,5	30,2	199	0,159	-1,142	-1,95	1700	27
40	19	10:05	0,104	224	25,4	25,4	103	0,291	-0,629	-11,7	400	8
41		11:00	0,210	281	27,1	27,1	103	0,413	-0,555	-26,9	650	13
42		12:00	0,111	258	28,1	28,2	89	0,300	-0,701	-11,3	1100	21
43	20	10:00	0,305	160	26,9	27,0	101	0,498	-0,262	-82,7	600	12
44		11:01	0,460	244	28,2	28,2	125	0,612	-0,326	-100,8	850	17
45		12:00	0,355	273	28,9	28,9	133	0,537	-0,415	-61,2	2000	30
46		14:59	0,301	231	30,5	30,5	151	0,495	-0,381	-56,8	2200	32
47	21	10:01	0,145	213	25,7	25,9	41	0,343	-0,506	-20,3	900	18
48		11:01	0,174	253	27,4	27,5	72	0,376	-0,549	-22,6	1000	20
49	22	10:00	0,161	188	26,8	26,9	79	0,362	-0,424	-27,0	500	10
50		11:00	0,426	270	28,0	28,0	101	0,589	-0,375	-81,2	1500	25
51	22	12:04	0,549	296	28,9	28,9	112	0,668	-0,362	-108,6	1600	26
52		14:57	0,426	226	30,4	30,4	131	0,589	-0,314	-97,7	1600	26

(continua)

Tabela 1 - Continuação

Nº	DIA	HORA (LOCAL)	$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )	H (W/m <sup>2</sup> )	$\theta_{2-273}$	$\theta_{5-273}$	$\alpha$ (grau)	$u^*$ (m/s)	$T^*$ (°C)	L (m)	h (m)	N
53	23	11:00	0,184	239	27,3	27,4	45	0,387	-0,504	-26,0	900	18
54		12:00	0,246	261	28,7	28,7	71	0,447	-0,447	-36,9	1300	23
55		15:01	0,340	236	30,9	31,1	87	0,526	-0,366	-66,8	1800	28
56	24	10:00	0,107	165	27,3	27,4	50	0,295	-0,457	-16,7	1700	27
57		11:00	0,261	242	28,2	28,3	50	0,461	-0,429	-43,5	900	18
58		12:00	0,267	260	29,4	29,3	81	0,466	-0,456	-42,0	1400	24
59	25	9:01	0,097	138	22,0	22,2	1	0,281	-0,401	-16,9	850	17
60		10:03	0,175	198	25,1	25,2	360	0,377	-0,429	-28,9	750	15
61		12:00	0,120	244	29,0	29,0	51	0,312	-0,638	-13,5	750	15
62		15:05	0,264	201	30,9	31,0	81	0,463	-0,354	-53,7	2100	31
63	26	9:02	0,439	139	20,5	20,6	130	0,597	-0,190	-160,8	650	13
64		10:00	0,570	215	23,6	23,6	113	0,681	-0,258	-155,4	400	8
65		11:00	0,438	268	25,5	25,6	100	0,597	-0,367	-84,5	600	12
66		12:00	0,308	267	27,5	27,5	77	0,500	-0,436	-50,4	850	17
67		15:00	0,254	211	30,2	30,2	57	0,454	-0,379	-48,2	2100	31
68	27	9:00	0,275	158	22,2	22,4	138	0,473	-0,273	-70,5	650	13
69	27	10:00	0,258	213	25,2	25,4	92	0,458	-0,380	-48,0	450	9
70		11:00	0,360	239	27,3	27,3	80	0,541	-0,361	-71,1	850	17

(continua)

Tabela 1 - Conclusão

Nº	DIA	HORA (LOCAL)	$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )	H (W/m <sup>2</sup> )	$\theta_{2-273}$ (K)	$\theta_{5-273}$ (K)	$\alpha$ (grau)	$u^*$ (m/s)	$T^*$ (°C)	L (m)	$h$ (m)	N
71		12:00	0,245	267	28,3	28,3	81	0,446	-0,488	-35,8	1200	22
72		15:04	0,390	231	34,6	30,7	105	0,563	-0,335	-84,9	2300	33
73	28	10:07	1,529	258	25,2	25,1	107	1,115	-0,189	-572,2	700	14
74		11:00	1,366	282	26,0	25,9	111	1,054	-0,218	-443,2	1000	20
75		11:59	1,141	336	26,6	26,5	119	0,963	-0,285	-285,5	1200	22
76		15:00	0,955	276	28,0	27,9	139	0,881	-0,256	-266,5	2100	31
77	29	9:00	0,477	143	19,5	19,8	120	0,623	-0,187	-176,4	300	6
78		10:00	0,889	238	22,2	22,3	115	0,850	-0,229	-272,2	600	12
79		11:02	0,849	291	23,6	23,5	117	0,831	-0,286	-208,8	900	18
80		12:00	0,829	305	25,4	25,4	97	0,821	-0,303	-193,3	1500	25
81		15:00	0,321	185	28,2	28,4	62	0,511	-0,296	-77,5	2100	31
82	30	8:58	0,544	141	22,2	22,3	85	0,665	-0,173	-219,9	400	8
83		10:00	0,758	208	23,9	23,9	87	0,785	-0,216	-246,6	1400	24
84		11:00	0,744	301	25,0	24,9	77	0,778	-0,316	-166,3	1600	26
85		12:00	0,422	286	25,6	25,6	66	0,586	-0,399	-74,9	1700	27

Legenda das Figuras

- Fig. 1 - Perfis observados de temperatura potencial  $\theta$ , para alguns horários do 13º dia (27-07-1974) do experimento Koorin: a) 0900 e 1200 h (hora local); b) 1500 e 1800 h (hora local).
- Fig. 2 - Altura observada da camada limite,  $h_\theta$ , versus escala de altura  $u_* / |f|$ .
- Fig. 3 - (a) Função de similaridade A como função de  $\zeta (=h/L)$ . Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Dyer (1974) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 1 e (b) Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Dyer (1974) e os valores característicos ( $\bar{V}_h$  e  $\theta_h$ ); caso 2.
- Fig. 4 - (a) Função de similaridade A como função de  $\zeta$ . Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 3 e (b) Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) e os valores característicos ( $\bar{V}_h$  e  $\theta_h$ ); caso 4.
- Fig. 5 - (a) Função de similaridade B como função de  $\zeta$ . Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Dyer (1974) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 1 e (b) Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 3.
- Fig. 6 - (a) Função de similaridade C como função de  $\zeta$ . Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Dyer (1974) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 1 e (b) Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Dyer (1974) e os valores característicos ( $\bar{V}_h$  e  $\theta_h$ ); caso 2.
- Fig. 7 - (a) Função de similaridade C como função de  $\zeta$ . Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) e os valores característicos ( $\langle \bar{V}_g \rangle$  e  $\langle \theta \rangle$ ); caso 3 e (b) Foram utilizadas as relações fluxo-perfil de Businger et alii (1971) e os valores característicos ( $\bar{V}_h$  e  $\theta_h$ ); caso 4.

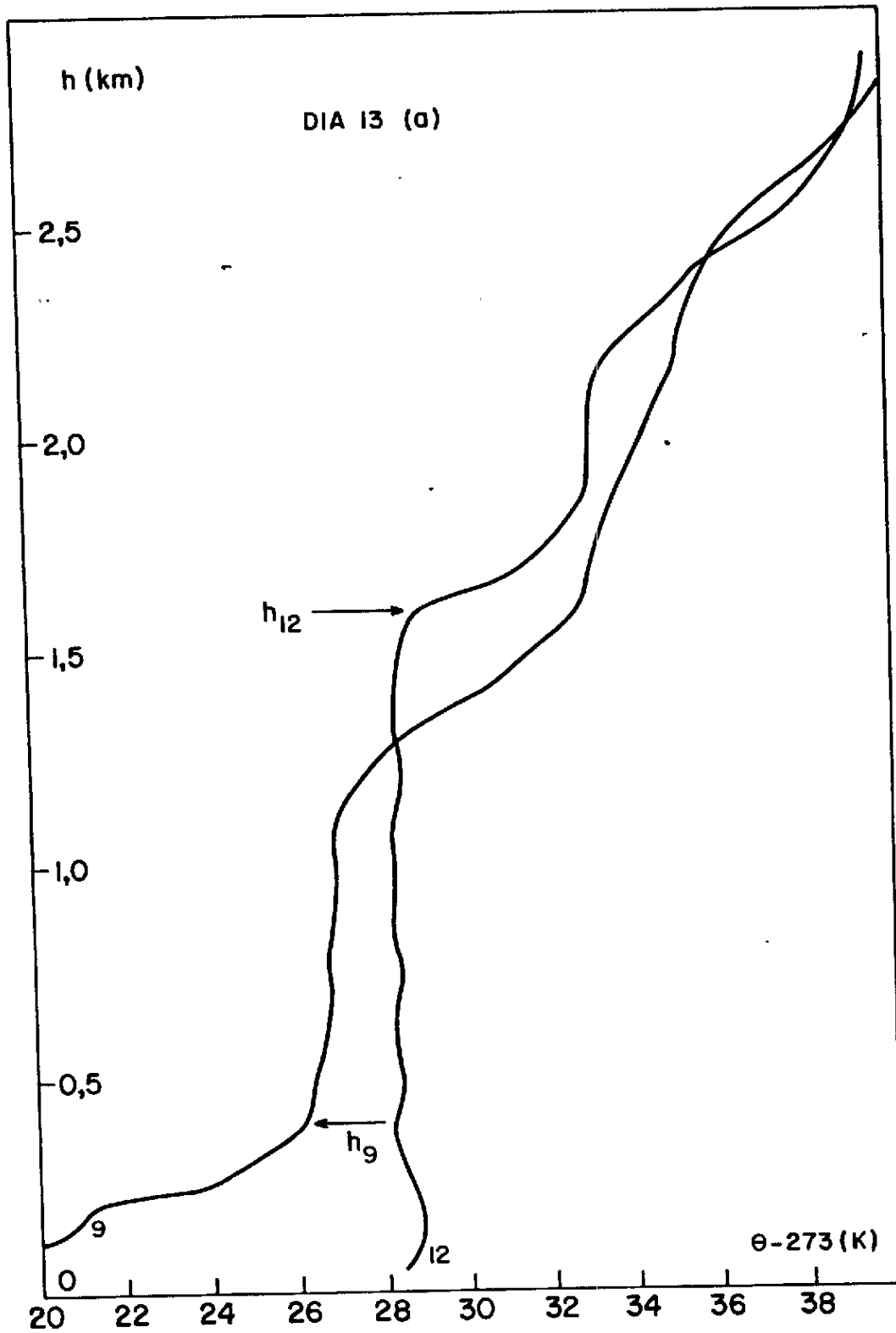


Fig.1

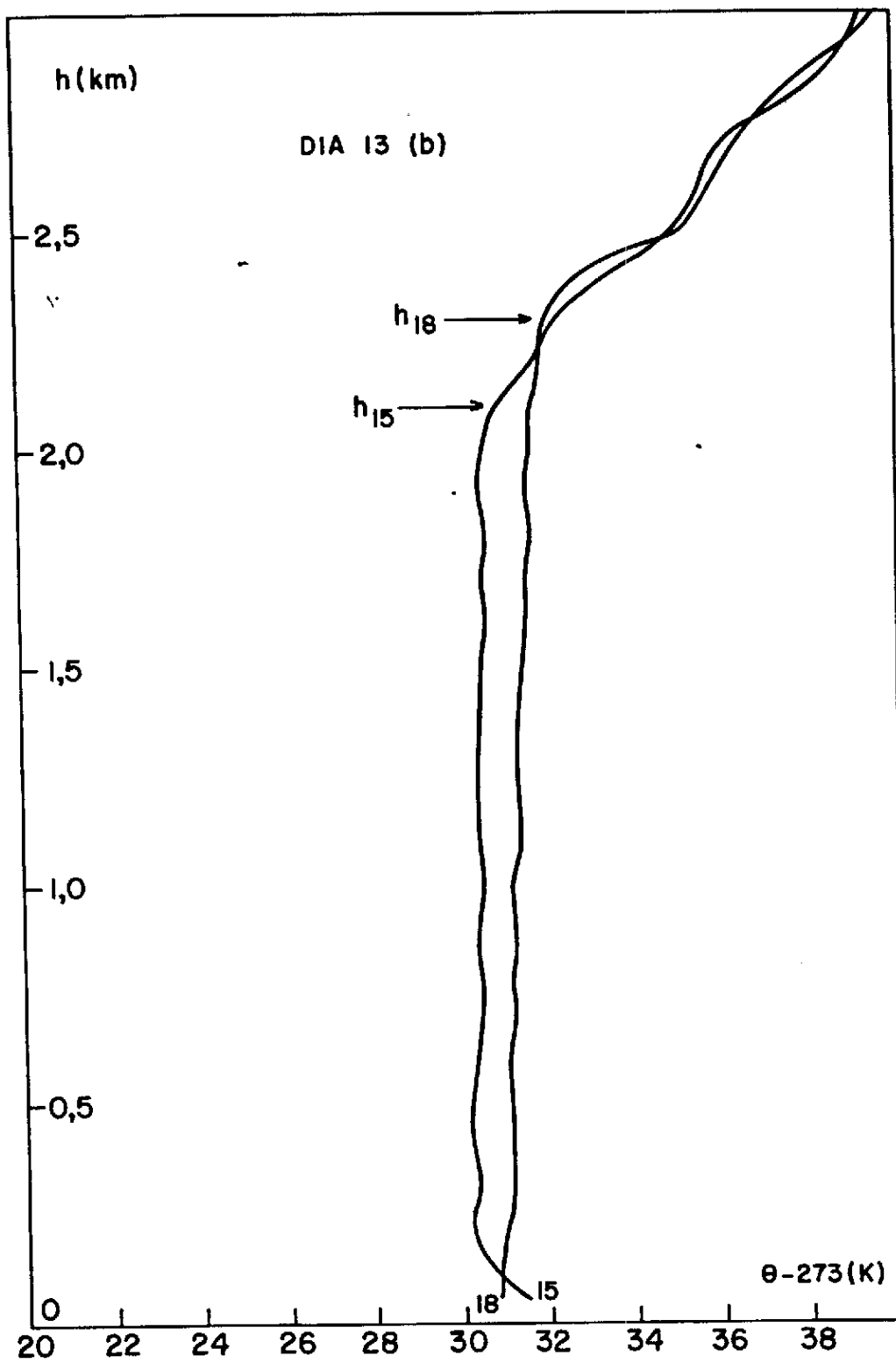


Fig. 1 (cont.)

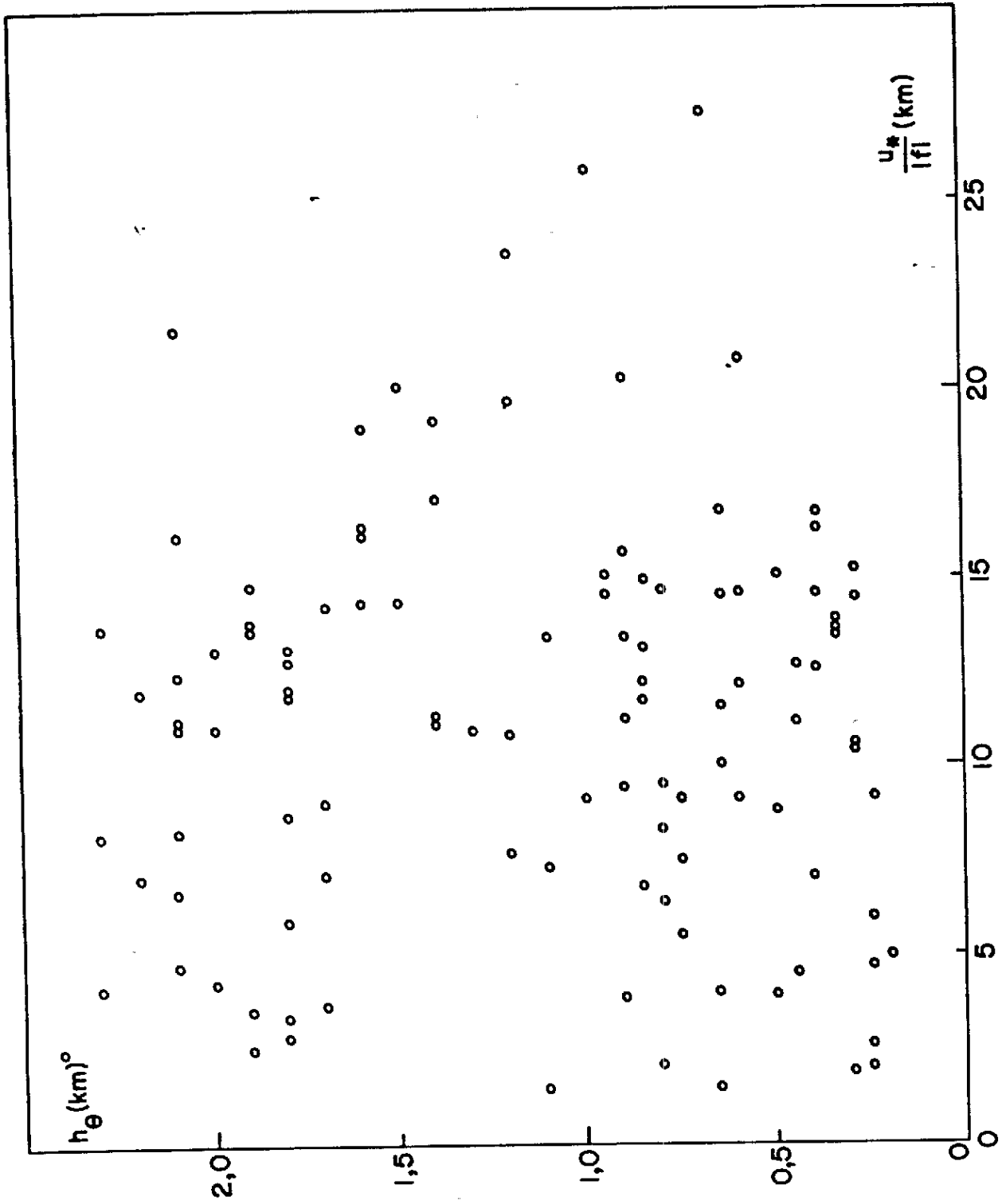


Fig.2



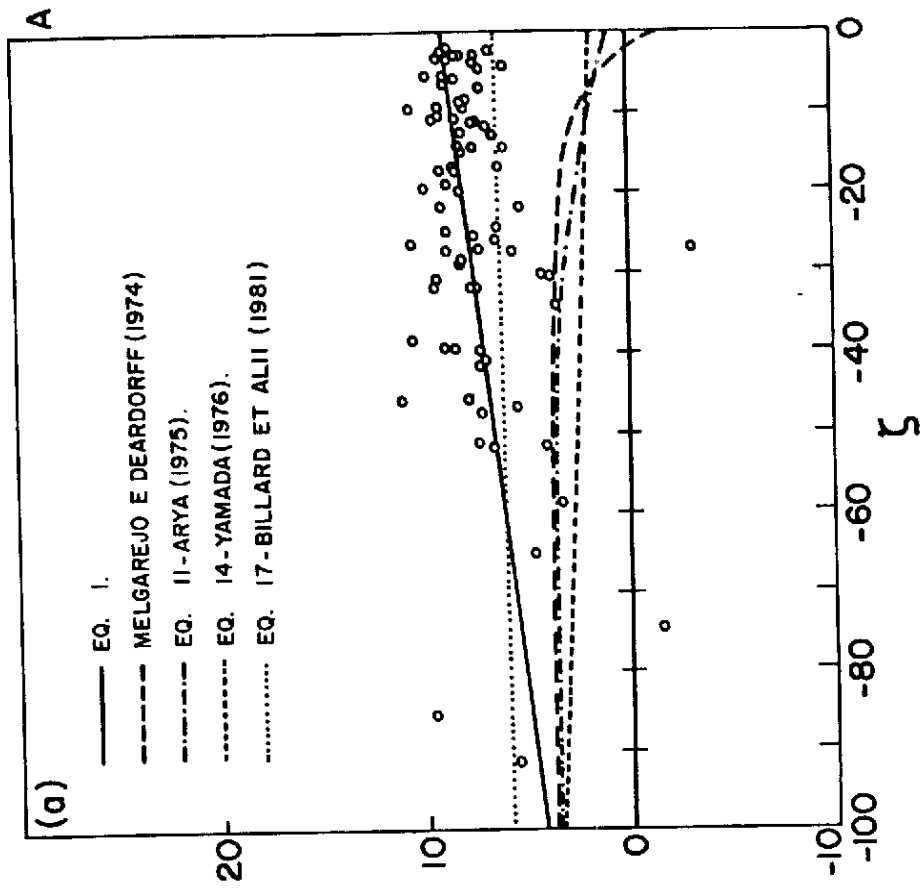
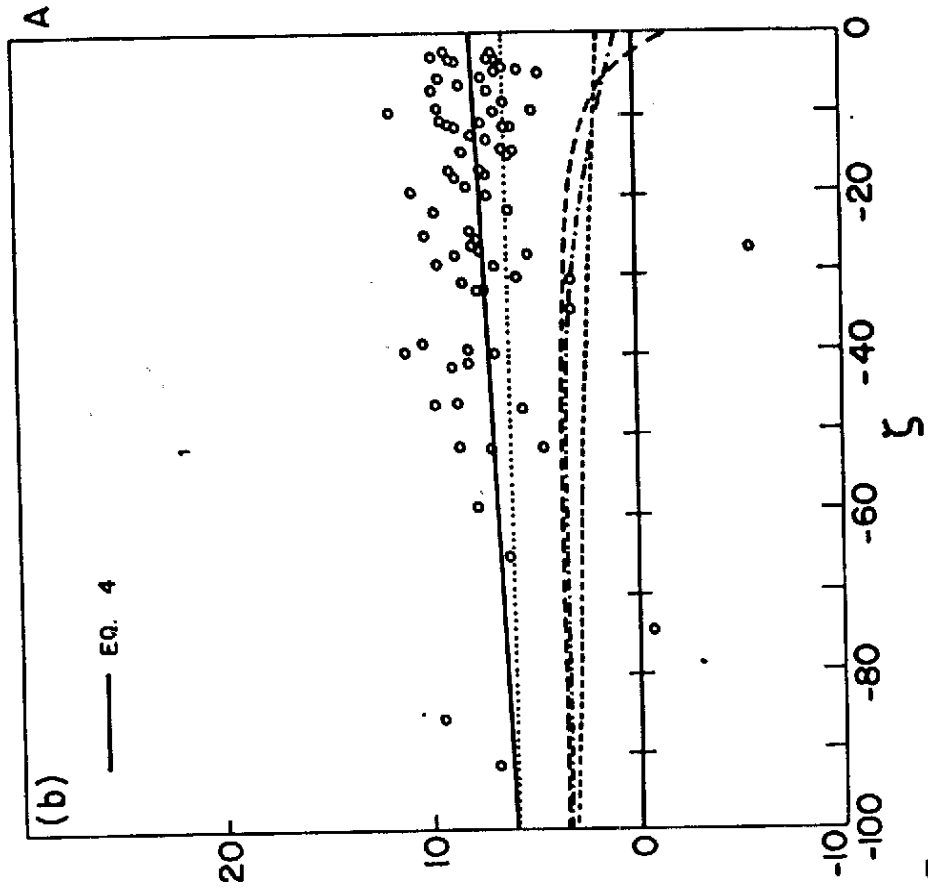


Fig.3

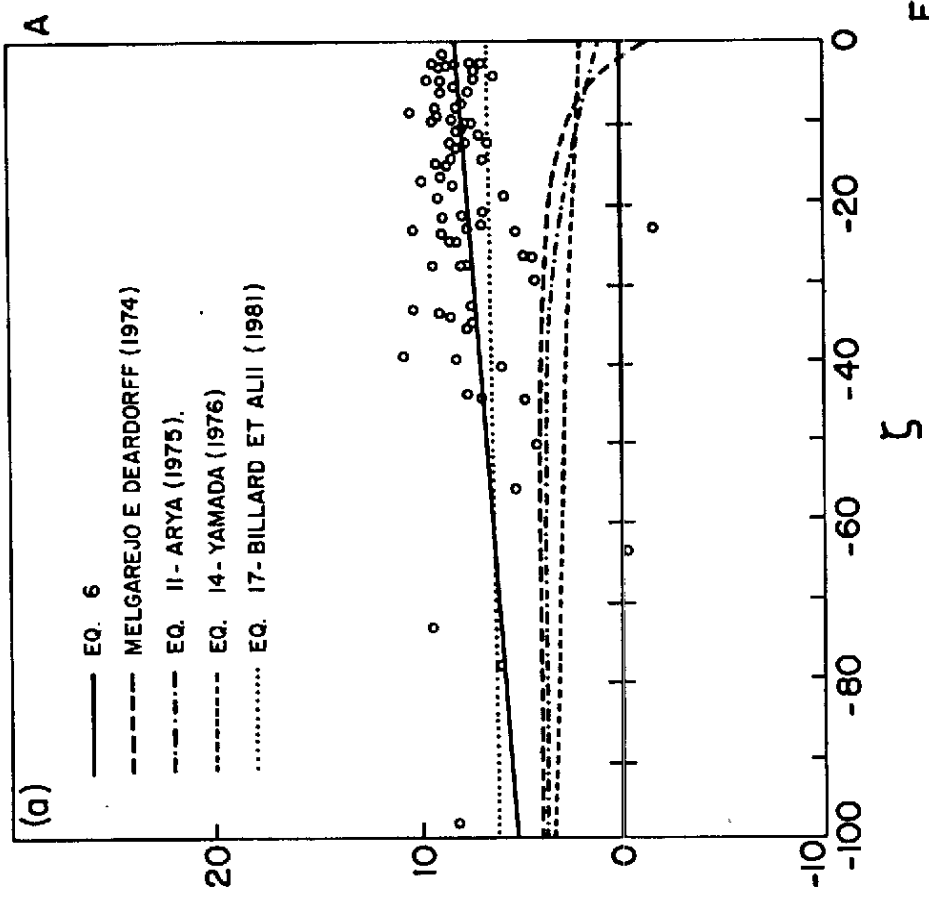
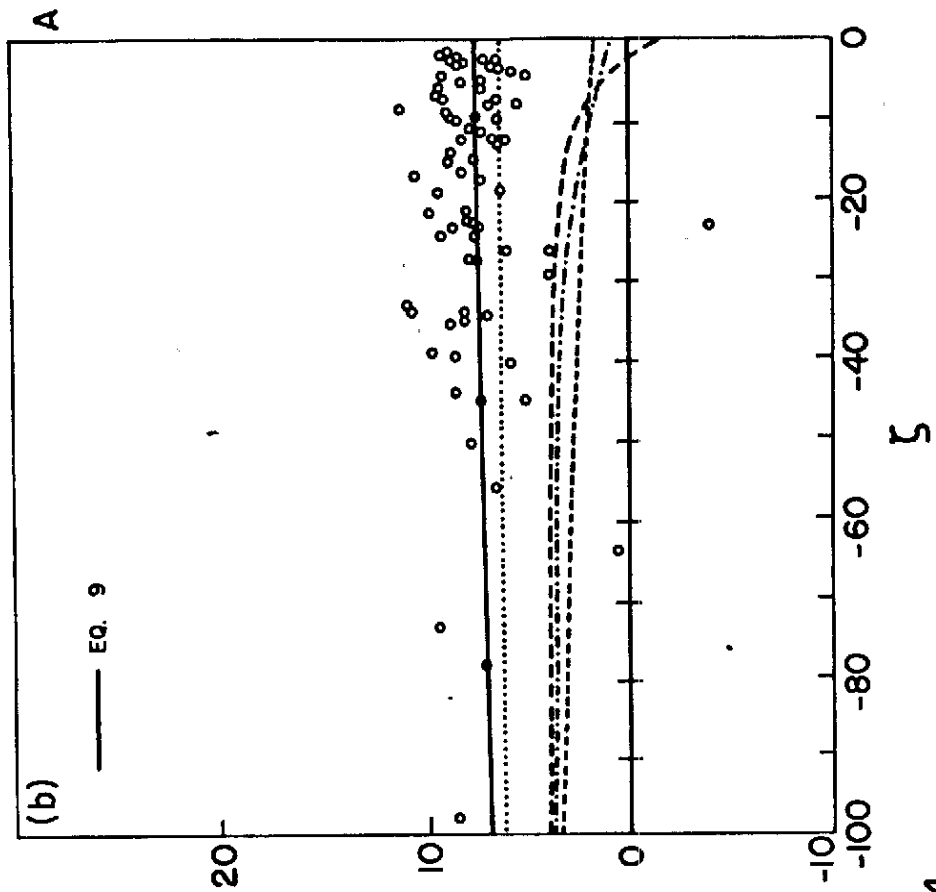


Fig. 4

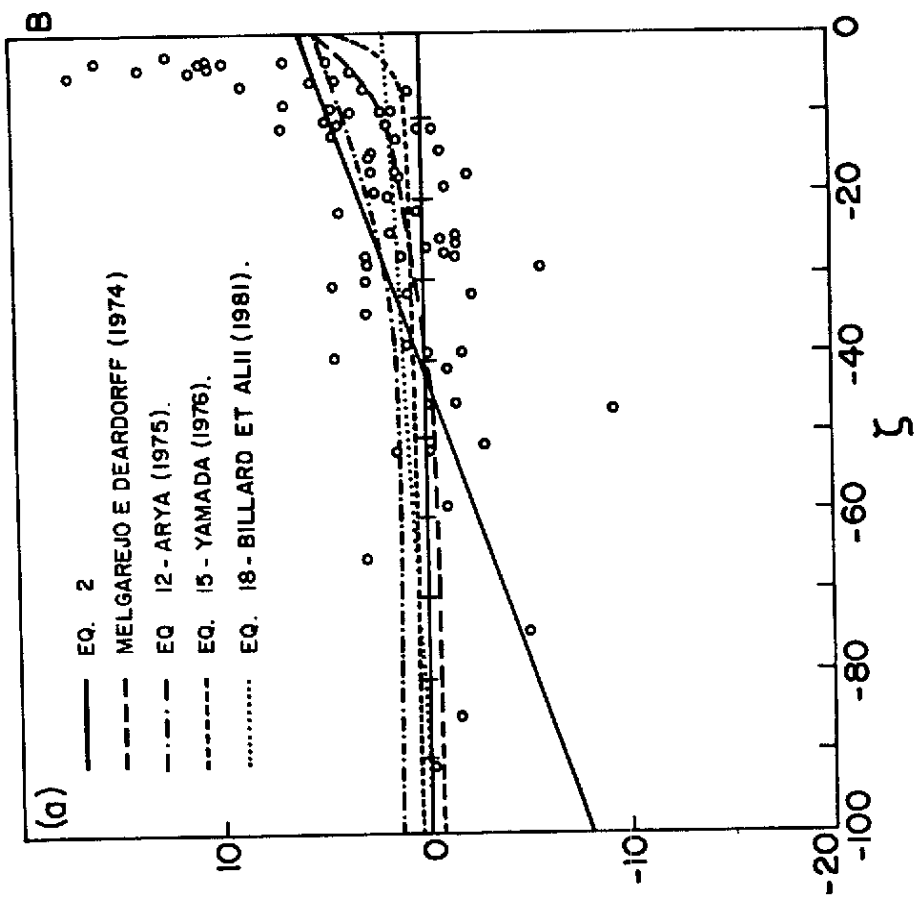
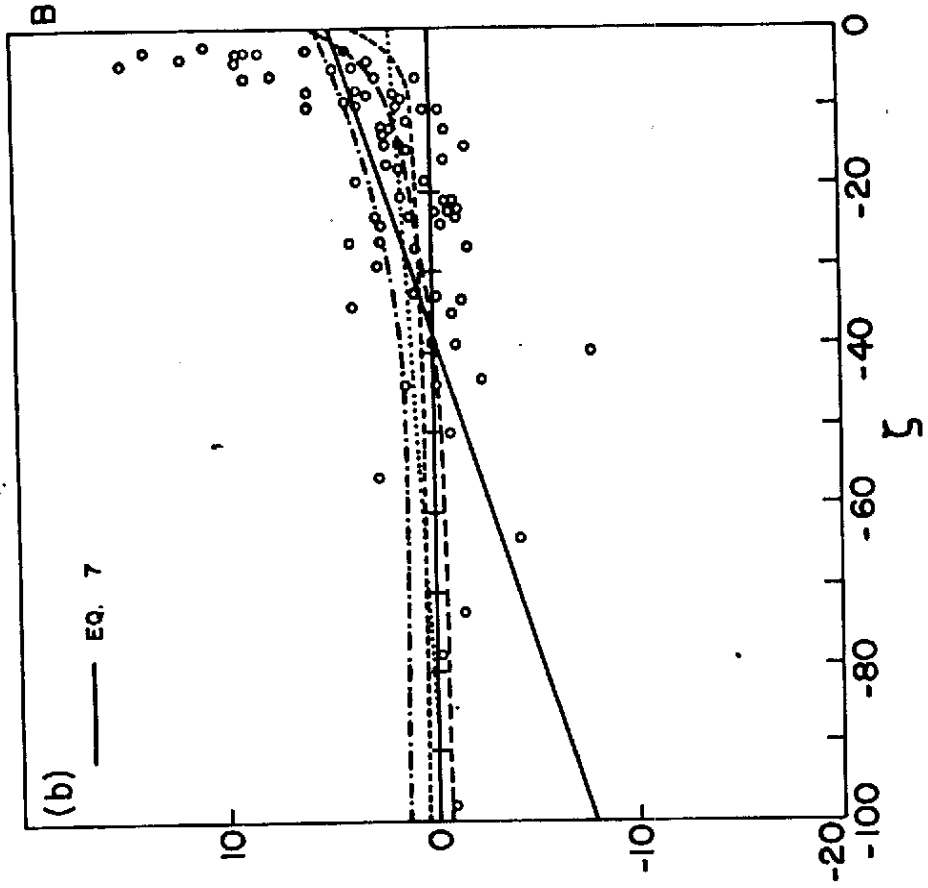


Fig. 5

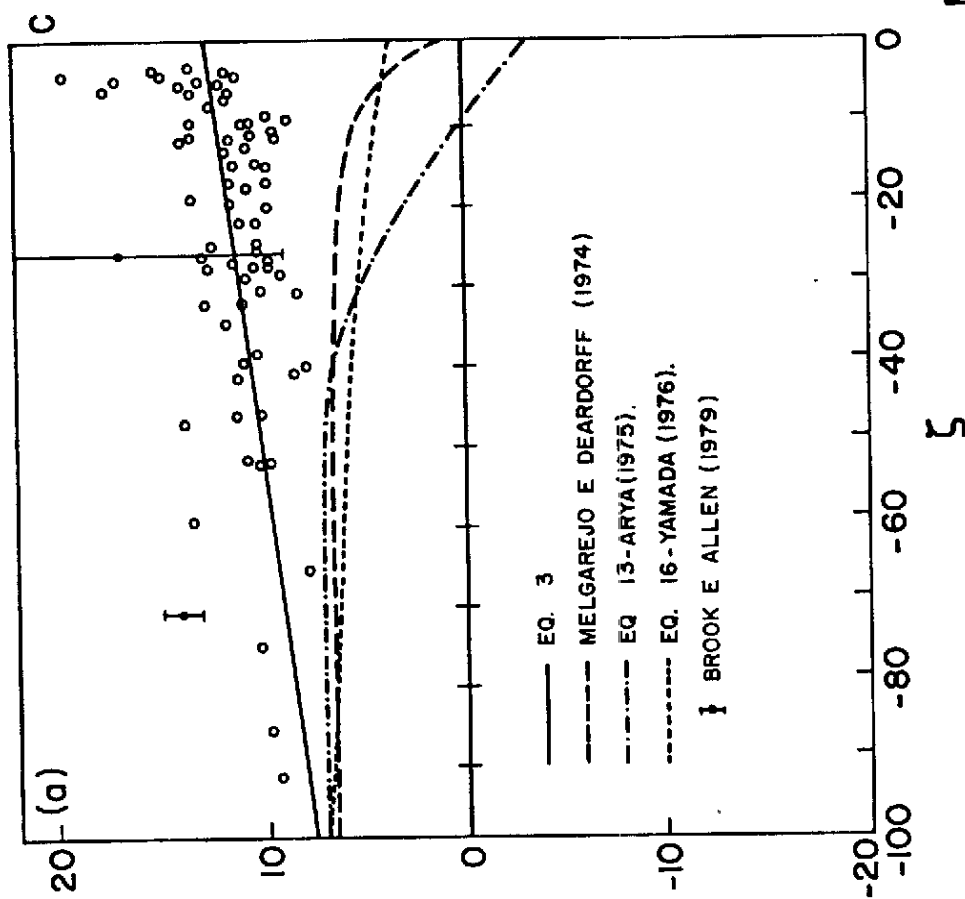
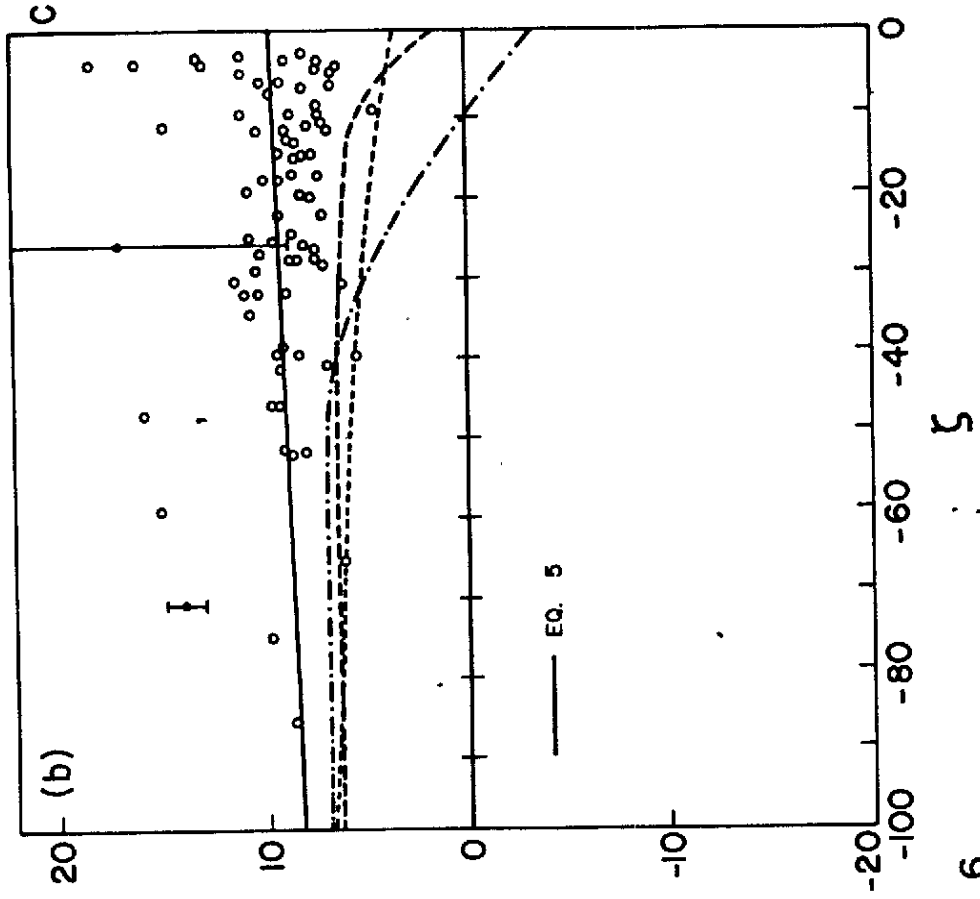


Fig. 6

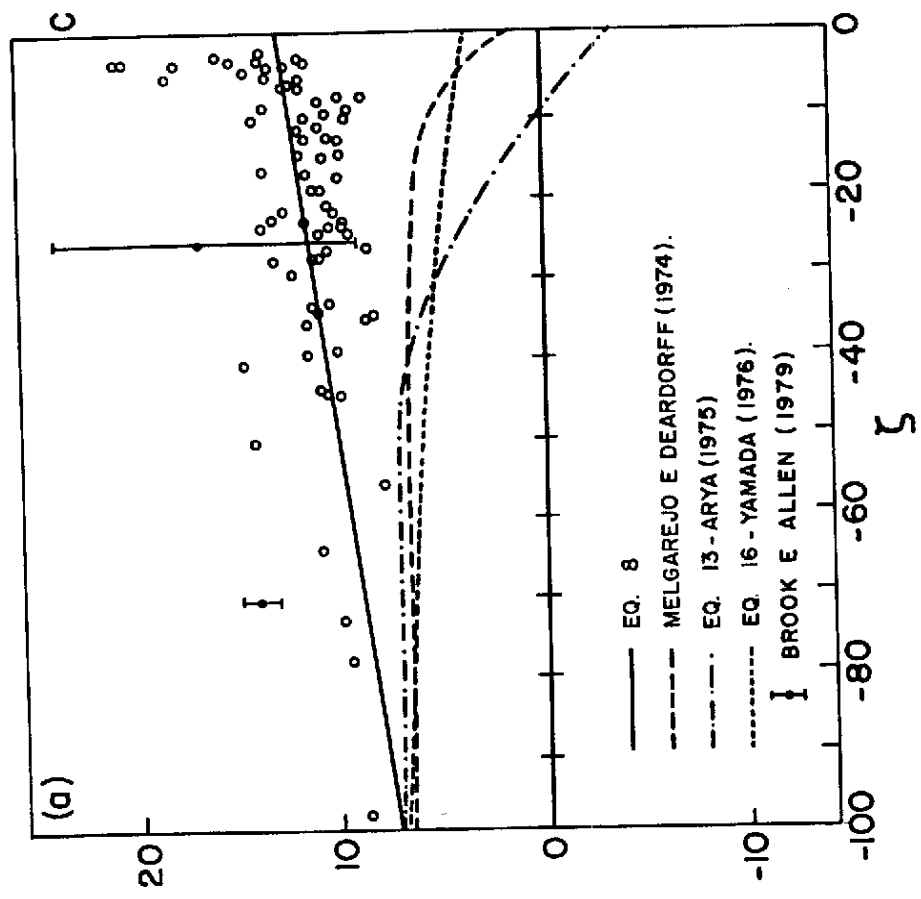
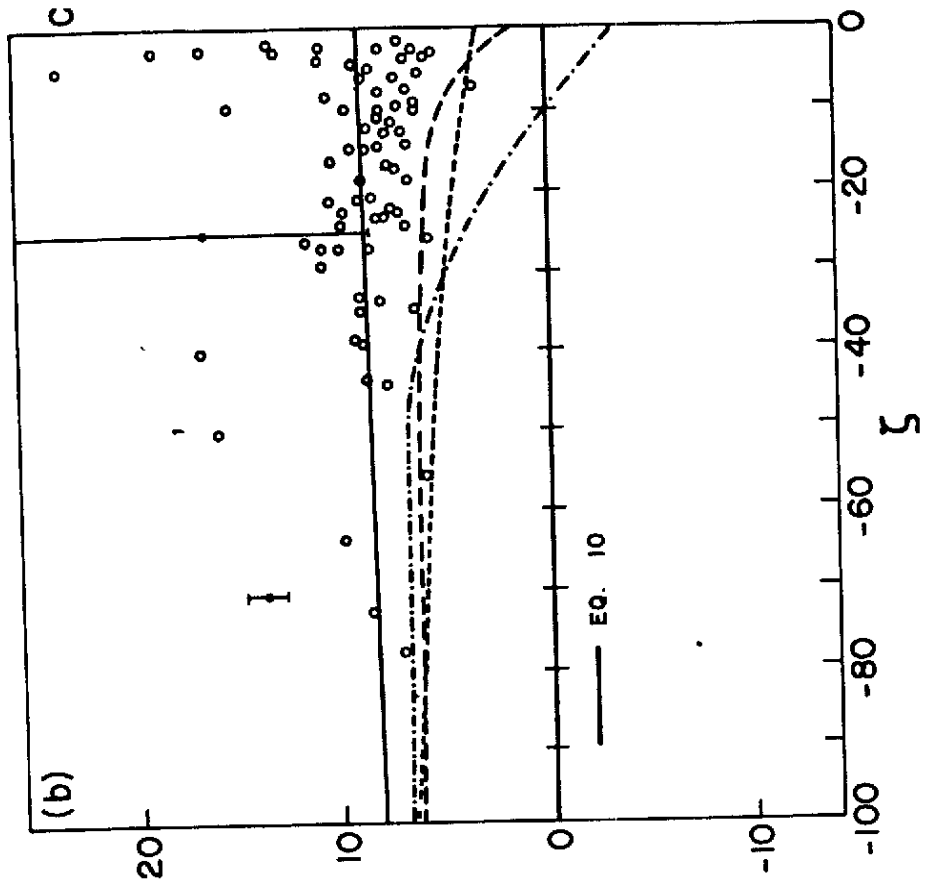


Fig. 7